

**Die Grube-Wesseker Niederung (Oldenburger Graben, Ostholstein):
Quartärgeologische und geoarchäologische Untersuchungen zur
Landschaftsgeschichte vor dem Hintergrund des anhaltenden
postglazialen Meeresspiegelanstiegs**

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades an der Mathematisch-
Naturwissenschaftlichen Fakultät der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

vorgelegt von

Olaf Jakobsen

Kiel 2004

Danksagung

Für die Beantragung, Vergabe und Betreuung dieser Dissertation danke ich Herrn Prof. Dr. Jörn Thiede (Leibniz-Institut für Meereswissenschaften an der Universität Kiel IFM-GEOMAR und Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven). Herr Prof. Dr. Jan Piotrowski (Department of Earth Sciences, University of Aarhus) übernahm freundlicherweise das Korreferat.

Für die Unterstützung bei der Beantragung des Forschungsvorhabens „Beginnende Landwirtschaft und ihr Einfluss auf den nacheiszeitlichen Landschaftswandel im Oldenburger Graben vor dem Hintergrund anhaltenden Meeresspiegelanstiegs“ danke ich ferner Herrn Prof. Dr. Joachim Reichstein (Archäologisches Landesamt Schleswig-Holstein, Schleswig), Herrn Prof. Dr. Michael Müller-Wille und Herrn Prof. Dr. Alfred Haffner (beide Institut für Ur- und Frühgeschichte, Universität Kiel).

Bei Herrn Dr. Gerd Hoffmann-Wieck (Leibniz-Institut für Meereswissenschaften an der Universität Kiel IFM-GEOMAR, Geologisch-Archäologische Arbeitsgruppe GeoArc) möchte ich mich für die unkomplizierte wissenschaftliche und persönliche Betreuung bedanken.

Für weitere wichtige wissenschaftliche und persönliche Betreuung gilt mein Dank Herrn Dr. Sönke Hartz (Archäologisches Landesamt Schleswig-Holstein, Schleswig), Frau Dr. Jutta Meurers-Balke (Institut für Ur- und Frühgeschichte, Universität Köln), Herrn Dr. Arie-Joop Kalis (Seminar für Vor- und Frühgeschichte, Universität Frankfurt/M.) und Herrn Dr. Hans-Jürgen Stephan (Landesamt für Natur und Umwelt des Landes Schleswig-Holstein, Flintbek).

Stellvertretend für die an den geophysikalischen Messungen beteiligten Personen seien Herrn Dr. Harald Stümpel (Institut für Geowissenschaften der Universität Kiel, Abt. Geophysik) und Herrn Dr. Reinhard Kirsch (Landesamt für Natur und Umwelt des Landes Schleswig-Holstein, Flintbek) gedankt.

Für die Bereitstellung von Vermessungs- und Bohrdaten danke ich Herrn Dr. Sven Christensen (Landesamt für Natur und Umwelt des Landes Schleswig-Holstein, Flintbek), Herrn Jens Riemer (Amt für ländliche Räume, Kiel) sowie Herrn Jürgen Monk (Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, Rostock).

Der Stiftung Schleswig-Holsteinische Landschaft danke ich für die Finanzierung des Forschungsprojektes. Für weitere finanzielle und logistische Unterstützung danke ich der Stiftung Oldenburger Wall mit ihrem Vorsitzenden Herrn Hans-Joachim Hahn und dem Gewässer- und Landschaftsverband Wagrien-Fehmarn mit ihrem Vorsitzenden Herrn Johann Höper.

Nicht zuletzt bedanke ich mich bei allen Grundbesitzern und Pächtern im Bereich der Grube-Wesseker Niederung, die mir Hand- und Kernbohrungen auf Ihrem Gelände gestattet haben und stets Interesse an der Arbeit zeigten.

An der Durchführung und dem Gelingen dieses Projektes waren weitere Institute, Institutionen, Firmen und Einzelpersonen beteiligt, deren Unterstützung diese Arbeit erst ermöglichte. Stellvertretend für alle Mitwirkenden möchte ich an dieser Stelle insbesondere Herrn Stephan Pahl (Schönwalde) für zahllose Anregungen und Diskussionen und die Unterstützung im Gelände danken.

Ein besonderer Dank gilt meinen Eltern und meiner Schwester für ihre herzliche Unterstützung.

Meiner lieben Freundin Irene Sebens möchte ich danken, dass sie mir stets zur Seite gestanden hat.

Zusammenfassung

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde die quartärgeologische und morphogenetische Entwicklung der Grube-Wesseker Niederung (Oldenburger Graben) in Ostholstein vor dem Hintergrund des anhaltenden postglazialen Meeresspiegelanstiegs rekonstruiert. Die anstehenden Sedimente wurden durch 340 eigene und mehr als 6000 ältere Hand- und Kernbohrungen, archäologische Grabungs- und Suchschnitte sowie geophysikalische Untersuchungsmethoden erfasst. Die Datierung der Sedimente erfolgte mittels ^{14}C -Messungen, Pollenanalysen sowie einer Thermolumineszenz-Messung.

Im Untergrund der Niederung ist durch ältere Untersuchungen eine stellenweise über 100 m tiefe glaziale Rinne nachgewiesen, deren Entstehung auf einen Ausbruch von subglazialen Schmelzwasser in der Hohwachter Bucht während der Abschmelzphase am Ende des ersten weichselzeitlichen Vorstoßes nach Schleswig-Holstein zurückzuführen ist. Die Rinne wurde im weiteren Verlauf des Weichselglazials durch Gletschervorstöße und subglaziale Schmelzwassererosion überprägt. Die letzte Überprägung erfolgte bei Oszillationen des Eisrandes am Ende des Fehmarn-Vorstoßes durch subglaziale Schmelzwassererosion.

Im Spätglazial und frühen Postglazial war die Niederung durch Seen und vermoorte Senken in Toteislöchern geprägt. Die ältesten Sedimente des Spätglazials lagerten sich um 10300 BC cal ab. Das Tieftauen der Toteisblöcke dauerte bis in das Präboreal an. Im jüngeren Boreal bis in das frühe Atlantikum ist eine Absenkung des Grundwasserspiegels belegbar, die mit der Regression des Ancylussees in Verbindung gebracht werden kann. Im Uferbereich der spätglazialen Seen können die ältesten Besiedlungsspuren der Grube-Wesseker Niederung nachgewiesen werden, deren genaue zeitliche Stellung bisher nicht erforscht wurde.

Um 6000 BC cal erreichte die Ostsee im Zuge des postglazialen Meeresspiegelanstiegs die glaziale Hohlform des Oldenburger Grabens. Die Meeresspiegelmarken für den Zeitraum 5100 bis 3000 BC cal belegen einen phasenhaften Anstieg von -4,5 bis -1,75 m NN. Während dieser Zeit entwickelten sich in der Niederung zwei Ostseeförden (Oldenburger und Gruber Förde), die zwischen Oldenburg und Schwelbek durch Hochmoorflächen voneinander getrennt waren. Die Besiedlungsspuren im Bereich der Förden sind häufig an Sand- oder Tillkuppen gebunden, die zur Besiedlungszeit Inseln oder Halbinseln darstellten. Der während dieser Phase zunehmende anthropogene Eingriff in die Naturlandschaft durch die Anlage von Äckern und Weiden führte ab 3700 BC cal zu einer Zunahme des Sedimenteintrages in die Förden.

Um 5300 BC cal setzten in den Mündungsbereichen der Förden küstendynamische Prozesse hauptsächlich aus nördlichen Richtungen ein. Auf den Riffsandsockel wurden ab 4000 BC cal Strandwälle aufgesetzt. Der Abschluss der Wasserflächen von der Ostsee wurde durch Phasen mit geringeren Anstiegsraten des Meeresspiegels begünstigt. Die Aussüßung der Oldenburger Förde begann um 3000 BC cal. Die Gruber Förde war nach einer kurzzeitigen Aussüßung und einer weiteren marinen Phase um 2500 bis 2000 BC cal endgültig von der Ostsee abgeriegelt. Die zweite marine Phase der Gruber Förde war durch eine bisher unklare Anzahl von Sturm- und Hochwasserereignissen charakterisiert. Im Bereich der Strandwälle von Weißenhaus hatten sich zu dieser Zeit bereits Dünen gebildet.

Eine schmale Verbindung der ausgesüßten Strandseen in der Niederung des Oldenburger Grabens ist durch historische Karten belegt. Während der slawischen Besiedlungszeit von Starigard/Oldenburger See war eine durchgehende Verbindung von der Mecklenburger Bucht bis zum Dannauer/Wesseker See möglich, die durch einen vollständigen Abschluss der Wasserflächen im westlichen Niederungsabschnitt von der Ostsee begünstigt wurde. Die anfallenden Wassermassen des Einzugsgebietes der westlichen Niederung flossen während dieser Zeit über die östliche Niederung ab. Die Annahme einer Nutzung dieses

Wasserweges wird durch das verstärkte Auftreten slawischer Funde und Befunde im östlichen Niederungsabschnitt unterstützt.

Die derzeit vorliegenden geologischen, geographischen und archäologischen Ergebnisse zum Meeresspiegelanstieg in der südwestlichen Ostsee wurden zusammengestellt und nach den Ergebnissen aus dem Oldenburger Graben teilweise neu bewertet. Die Abweichungen älterer Meeresspiegelanstiegskurven der südwestlichen Ostsee sind auf eine uneinheitliche Nutzung und Bewertung meeresspiegelrelevanter Daten zurückzuführen. Auf Grundlage der als verlässlich bewerteten Daten sowie unter Berücksichtigung eines Zusammenhangs zwischen Temperaturschwankungen im Nordatlantik und dem eustatisch bestimmten Meeresspiegelanstieg in der südwestlichen Ostsee wurde eine neue Strandlinienverschiebungskurve für den Küstenabschnitt zwischen Flensburger Förde und Wismarbucht erstellt. Diese legt einen mindestens elf Oszillationen umfassenden Meeresspiegelanstieg während der letzten 9000 Jahre nahe und muss durch weitere verlässliche Daten abgesichert werden.

Abstract

The Quaternary development of the Oldenburger Graben (Grube-Wesseker Niederung) in Northern Germany and its apophysis into Hohwacht and Mecklenburg Bay were investigated by an interdisciplinary project of Geologists, Archaeologists and Palaeobotanists. Special attention was turned to the reconstruction of the postglacial sea-level rise in the south-western Baltic Sea. The research methods comprised manual and technical drilling and coring, archaeological excavations, geophysical methods, pollen analysis, radiocarbon dating and thermoluminescence-dating. The results of more than 6000 drillings and sediment cores were revised and included in the investigation.

A Pleistocene channel below the Oldenburger Graben with depths of more than 100 m was detected by former research. This channel was initially formed by an outbreak of subglacial meltwater during the deglaciation of Schleswig-Holstein at the end of the first Weichselian glacier advance. The channel was reshaped by glacier advance and subglacial meltwater erosion during the following stages of the Weichselian glaciation. The final glacial processes were linked to an oscillating glacier front during the ablation of the Fehmarn ice advance. These processes were mainly dominated by subglacial meltwater erosion.

The late glacial and early postglacial landscape of the Oldenburger Graben was characterised by lakes and swampy depressions. The deposition of late glacial sediments started about 10300 BC cal. The forming of kettle-lakes and -depressions lasted until the Preboreal. A decrease of groundwater level persists for the period from the younger Boreal until the early Atlanticum. This decrease was connected to the regression of the Ancylus Lake. Relicts of the oldest human activities in the Oldenburger Graben were found near the former shores of the late glacial lakes. These relicts have not been investigated yet.

The postglacial transgression flooded the glacial valley of the Oldenburger Graben around 6000 BC cal. The reconstruction of sea-level rise supports an oscillating rise between 5100 and 3000 BC cal. During this period, two fjord-like estuaries (Oldenburg and Grube Fjord) expanded into the valley from Hohwacht Bay and Mecklenburg Bay. They were separated between Oldenburg and Schwelbek by upland moor. Relicts of Mesolithic and Neolithic settlements on the former shores of these fjords are often found on glacial mounds and hills which formed islands or peninsulas. The impact of human activity on the natural landscape by agricultural activities is documented by a rising sedimentation rate around 3700 BC cal.

Coastal dynamics on the estuary mouths started around 5300 BC cal. These processes were dominated by sediment transport from the North. Around 4000 BC cal barrier beaches and spits started to build up. The fjords were gradually cut off from the Baltic Sea. Limnic sedimentation in the former Oldenburg Fjord started around 3000 BC cal. In contrast, a second marine phase appeared in the Grube Fjord after a short period of limnic sedimentation. This phase was characterised by several severe storms or tempests. During this time dunes appeared on the opposite end of the Oldenburger Graben. The Grube Fjord was finally cut off from the Baltic Sea around 2500 to 2000 BC cal.

A connection of the coastal lakes in the Oldenburger Graben is documented by different historical maps. This connection is also possible for the Slavic era of Starigard/Oldenburg. There was probably no connection between Dannau/Wessek Lake in the Western part of the Oldenburger Graben and the Baltic Sea during this time. The run-off from this lake to Mecklenburg Bay passed the Grube Lake in the eastern part of the Oldenburger Graben. Therefore the Slavic Starigard/Oldenburg could be reached by boat from the Mecklenburg Bay. This estimation is supported by the distribution of Slavic relicts and settlements in the eastern part of the Oldenburger Graben.

Existing data from geological, geographical and archaeological investigations concerning the postglacial sea-level rise in the south-western Baltic Sea was compiled and revised. The

variations of existing shoreline displacement curves are mainly due to different interpretations of sea-level data. A new shoreline displacement curve was constructed on the basis of reliable data and on the assumption, that sea-level rise in the south-western Baltic Sea correlates with temperature oscillations in the North Atlantic. The results suggest at least eleven oscillations of sea-level rise during the past 9000 years but need to be supplemented by more data.

Inhaltsverzeichnis

1.	Allgemeine Einführung.....	1
2.	Zielsetzung und spezielle Fragestellungen.....	3
3.	Einführung in das Arbeitsgebiet.....	5
3.1	Geographische Lage.....	5
3.2	Morphologie.....	6
3.3	Bathymetrie der sich anschließenden Seegebiete der Hohwacher und Mecklenburger Bucht.....	9
3.4	Hydrologie und Hydrogeologie Wagriens.....	11
3.5	Anthropogene Eingriffe in die Wasserwirtschaft der Grube-Wesseker Niederung.....	12
3.6	Nutzung der Grube-Wesseker Niederung.....	12
4.	Geologische Grundlagen und Forschungsstand zur Grube-Wesseker Niederung.....	15
4.1	Regionalgeologischer Überblick.....	15
4.2	Tertiärer Untergrund Wagriens.....	15
4.3	Pleistozäne Entwicklung Schleswig-Holsteins und der Grube-Wesseker Niederung.....	16
4.4	Holozäne Entwicklung der Ostsee und der Grube-Wesseker Niederung.....	21
4.5	Archäologische Untersuchungen in der Grube-Wesseker Niederung.....	25
5.	Material, Methoden und stratigraphische Grundlagen.....	29
5.1	Geländearbeiten.....	29
5.1.1	Handbohrungen.....	29
5.1.2	Sedimentologische und stratigraphische Unter- suchungen an archäologischen Grabungsschnitten.....	29
5.1.3	Kernbohrungen.....	30
5.1.4	Georadar.....	30
5.1.5	Hydroakustik.....	30
5.2	Laboruntersuchungen.....	31
5.2.1	Bearbeitung der Sedimentkerne.....	31
5.2.2	Radiokarbon-Datierungen.....	31
5.2.3	Pollenanalysen.....	31
5.2.4	Lumineszenz-Datierung.....	31
5.3	Auswertung von Fremdbohrungen.....	31
5.4	Kartengrundlage, Vermessungsdaten und computergestützte Auswertung.....	32
5.5	Rekonstruktion des postglazialen Meeresspiegelanstiegs.....	32
5.6	Stratigraphische Grundlagen.....	33
6.	Lithostratigraphische und fazielle Gliederung der Sedimente der Grube-Wesseker Niederung.....	37
6.1	Glaziale Sedimente.....	37
6.1.1	Till.....	37
6.1.2	Glazifluviale und glazilimnische Sedimente.....	37
6.2	Sedimente des Spät- und Postglazials.....	39
6.2.1	Mudden.....	39
6.2.2	Torf.....	40
6.2.3	Ostseeschlick.....	41
6.2.4	Marine Sande.....	41
6.2.5	Strandwälle.....	42
6.3	Kulturschichten und Dünensande.....	42

7.	Sedimentologischer Aufbau der Grube-Wesseker Niederung und ihrer Fortsetzung in die anschließenden Seegebiete der südwestlichen Ostsee.....	43
7.1	Glazialer Untergrund.....	43
7.2	Pleistozäne Oberfläche.....	45
7.3	Verbreitung von Sedimenten des Spät- und Postglazials in der Grube-Wesseker Niederung.....	48
8.	Datierung und Gewässerentwicklung.....	51
8.1	Dahmer Bucht, Kernbohrung Rosenhof (Rosenhof 1981).....	51
8.2	Dahmer Bucht, Kernbohrung OBG 208 (Rosenfelde).....	56
8.3	Zentrales Becken, Kernbohrung OBG 163 (Schwelbek).....	57
8.4	Westliche Strandwall-Landschaft, Kernbohrung OBG 234 (Weißenhaus).....	58
8.5	Innere westliche Niederung, Kernbohrung OBG 256 (Ehlerstorf).....	59
9.	Postglazialer Meeresspiegelanstieg in der Grube-Wesseker Niederung.....	61
9.1	Bewertung der Transgressionskontakte.....	61
9.1.1	Kernbohrung Rosenhof (Rosenhof 1981).....	61
9.1.2	Kernbohrung Rosenfelde/OBG 208.....	62
9.1.3	Kernbohrung Schwelbek/OBG 163.....	62
9.1.4	Kernbohrung Weißenhaus/OBG 234.....	63
9.1.5	Kernbohrung Ehlerstorf/OBG 256.....	63
9.2	Kategorisierung von Transgressionskontakten.....	64
9.3	Kategorisierung und Bewertung weiterer Transgressionskontakte aus der Grube-Wesseker Niederung.....	66
9.4	Geoarchäologische Beiträge zum postglazialen Meeresspiegelanstieg in der Grube-Wesseker Niederung.....	67
9.4.1	Ausgrabung Rosenhof (Grube LA 58) und Rosenfelde (Grube LA 83)	68
9.4.2	Ausgrabung Kleinwessek (Wangels LA 505)	71
9.5	Archäologische Beiträge zum postglazialen Meeresspiegelanstieg in der Grube-Wesseker Niederung.....	71
9.6	Strandlinienverschiebungskurve der Grube-Wesseker Niederung.....	74
10.	Die quartärgeologische Landschaftsgeschichte der Grube-Wesseker Niederung.....	77
10.1	Tektonische Voraussetzungen.....	77
10.2	Glaziale Anlage.....	78
10.3	Glaziale Überformung.....	80
10.4	Spätglaziale und frühpostglaziale Entwicklung.....	84
10.5	Litorina-Transgression und marine Phase.....	85
10.5.1	Initiale Überflutung der Grube-Wesseker Niederung (6250 bis 5100 BC cal)	85
10.5.2	Riffsandschüttung und Strandwallbildung.....	87
10.5.3	Die Entwicklung der Förden zwischen 5100 und 3000 BC cal.....	88
10.5.4	Anthropogener Einfluss auf die Sedimentationsrate des Ostseeschicks.....	89
10.5.5	Das Ende der marinen Phase in der Oldenburger Förde... ..	91
10.5.6	Das Ende der marinen Phase in der Gruber Förde.....	91
10.6	Aussüßung der ehemaligen Förden.....	94
10.7	Verlandung der Wasserflächen.....	94
11.	Vergleich der Ergebnisse zum postglazialen Meeresspiegelanstieg in der Grube-Wesseker Niederung mit Ergebnissen aus der südwestlichen Ostsee.....	99

11.1	Vergleich mit Rekonstruktionen von Meeresspiegelhöhen anhand von Torfen.....	99
11.2	Vergleich mit Transgressionskontakten aus Bohrkernen.....	101
11.3	Vergleich mit Rekonstruktionen des postglazialen Meeresspiegelanstiegs aus der Probstei und der Hohwachter Bucht.....	102
11.4	Vergleich mit Ergebnissen archäologischer Untersuchungen zum Meeresspiegelanstieg an der südwestlichen Ostseeküste.....	105
12.	Der postglaziale Meeresspiegelanstieg in der südwestlichen Ostsee.....	107
13.	Vergleich der neuen Strandlinienverschiebungskurve der südwestlichen Ostsee mit Ergebnissen älterer Untersuchungen.....	111
15.	Ausblick.....	113
Literaturverzeichnis.....		115

Anhänge:

Anh. 1:	Lage der im Text genannten Orte, Seen und Geländebezeichnungen
Anh. 2:	Übersicht der eigenen Hand- und Kernbohrungen in der Grube-Wesseker Niederung (Oldenburger Graben) und Lage der geologischen Profile (Bohrverzeichnisse s. beiliegende CD)
Anh. 3:	Lage der flachseismischen Profile und der in Anh. 6 dargestellten Profilausschnitte in der Hohwachter und Mecklenburger Bucht
Anh. 4:	Übersicht aller im Rahmen des Projektes ausgewerteten Hand-, Kern-, Baugrund- und Prospektionsbohrungen in der Grube-Wesseker Niederung (Oldenburger Graben)
Anh. 5:	Kartengrundlage
Anh. 6:	Geologische Übersichtsprofile (Lage der Profile s. Anh. 2)
Anh. 7:	Pollendiagramme und Einzelspektren der Kerne Rosenhof 1981, OBG 208 (Rosenfelde), OBG 163 (Schwelbek), OBG 234 (Weißenhäus) und OBG 256 (Ehlerstorf)
Anh. 8:	Transgressionskontakte aus Niederungsgebieten und vom Grund der südwestlichen Ostsee, ihre Kategorisierung nach Kap. 9.2 und aktuelle Kalibrierung
Anh. 9:	Meeresspiegelmarken von KLUG (1980) und ihre aktuellen Kalibrierungen
Anh. 10:	Ergebnisse archäologischer Untersuchungen zum Meeresspiegelanstieg in der südwestlichen Ostsee
Anh. 11:	Auflistung der im Rahmen des Projektes erhobenen und ausgewerteten ¹⁴ C-Datierungen

Anlage:

Anl. 1:	Basis der Sedimente des Spät- und Postglazials in der Grube-Wesseker Niederung (Oldenburger Graben)
---------	---

1. Allgemeine Einführung

Die Niederungsgebiete an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste bieten für Geologen und Archäologen gleichermaßen bedeutsame Archive zur Erforschung der Landschafts- und Kulturgeschichte. Von geologischer Seite ermöglichen die in den ehemaligen Meeresbuchten oder Förden abgelagerten Sedimente umfassende Erkenntnisse zum spät- und postglazialen Landschaftswandel und zum postglazialen Meeresspiegelanstieg. Für archäologische Untersuchungen sind die Erhaltungsbedingungen in den überwiegend organischen und grundwassergesättigten Sedimenten ideal, um anhand von reichhaltigen Fundspektren die Lebensweise vergangener Kulturen zu rekonstruieren. In Zusammenarbeit mit Paläobotanikern, Paläontologen, Haustierkundlern und Limnologen besteht die Möglichkeit, die landschafts- und kulturgeschichtliche Entwicklung zu analysieren und die Veränderungen in ihren zum Teil gegenseitigen Abhängigkeiten und Beziehungen von- und zueinander zu verstehen. Nur über interdisziplinäre Forschungsansätze, wie sie im Rahmen dieses Projektes verfolgt wurden, können die Prozesse und Ereignisse verstanden werden, denen Schleswig-Holsteins sein heutiges Landschaftsbild verdankt.

Die Grube-Wesseker Niederung in Ostholstein (im Weiteren nach dem Hauptentwässerungskanal der Niederung auch „Oldenburger Graben“ genannt) ist mit einer Fläche von ca. 37 km² das größte zusammenhängende Niederungsgebiet an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste (KANNENBERG 1958/59). Mit Sedimentmächtigkeiten von über 20 m reicht dieses hochauflösende und weitgehend ungestörte geologische Archiv bis in das Spätglazial (SEIFERT 1963; VENUS 2004). Die ältesten Artefakte aus der Region belegen, dass der talartige Einschnitt in die Jungmoränenlandschaft Ostholsteins zu dieser Zeit bereits sporadisch von mobilen Jäger- und Sammlergruppen aufgesucht wurde (HARTZ et al. 2004). Die seit über 100 Jahren betriebene Entwässerung der Niederung, die teilweise bis -3,8 m unter den heutigen Meeresspiegel der Ostsee reicht, ermöglicht den Zugriff auf natürliche Archive, die unter normalen Bedingungen von Wasser bedeckt und nur mit erheblichem logistischen und finanziellen Aufwand zugänglich wären.

Eine monographische Abhandlung zur quartärgeologischen Entwicklung der Niederung unter Berücksichtigung der Besiedlungsgeschichte und weiterer naturwissenschaftlicher Ergebnisse fehlt bislang. Diese Lücke soll mit dieser Arbeit geschlossen werden.

Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit basieren maßgeblich auf Untersuchungen, die im Rahmen des Forschungsvorhabens „Beginnende Landwirtschaft und ihr Einfluss auf den nacheiszeitlichen Landschaftswandel im Oldenburger Graben vor dem Hintergrund anhaltenden Meeresspiegelanstiegs“ des Kieler GEOMAR Forschungszentrums für marine Geowissenschaften, Geologisch-Archäologische Arbeitsgruppe (GeoArc), in den Jahren 1999 bis 2003 durchgeführt wurden.

2. Zielsetzung und spezielle Fragestellungen

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, mit Hilfe eines interdisziplinären Forschungsansatzes zwischen der Meeres- und Küstengeologie, Quartärgeologie, Geophysik, Paläobotanik und der ur- und frühgeschichtlichen Archäologie die quartärgeologische und morphogenetische Entwicklung der Grube-Wesseker Niederung und ihrer Fortsetzung in die Hohwachter bzw. Mecklenburger Bucht seit der letzten Eiszeit zu rekonstruieren.

Im Vordergrund der geologischen Untersuchungen steht die Erfassung und stratigraphische Gliederung der anstehenden Sedimente, die im terrestrischen, limnischen und marinen Milieu zur Ablagerung gelangten. Bisher durchgeführte Arbeiten zum Oldenburger Graben erfassen räumlich oder thematisch begrenzte Teilbereiche der Niederung (u. a. TAPFER 1940; SEIFERT 1963; HARTZ & HOFFMANN-WIECK 2000). Die quartärgeologische Entwicklung der Niederung soll in einen engen Kontext zu ihrer Besiedlungsgeschichte gestellt werden. Neben der Rekonstruktion der Paläogeographie von Siedlungsplätzen gilt es herauszustellen, inwieweit sich der zunehmende anthropogene Einfluss auf die Umwelt, z.B. die verstärkte Erosion infolge von Waldrodung, in den Sedimenten der Niederung widerspiegelt.

Die Strandlinienverschiebungskurven für die südwestliche Ostsee aus benachbarten Arbeitsgebieten belegen durch ihre Abweichungen voneinander die Notwendigkeit zur kleinräumigen Bearbeitung des postglazialen Meeresspiegelanstiegs. Zudem verlangen sie nach einer kritischen Betrachtung unterschiedlicher methodischer Ansätze. Während im Bereich der südlichen Ostsee neue interdisziplinäre Untersuchungen zur Rekonstruktion der Litorina-Transgression durchgeführt werden (SINCOS-Projekt, Institut für Ostseeforschung Warnemünde), wurden die Ergebnisse für die südwestliche Ostsee seit den achtziger Jahren kaum aktualisiert. Nach der Analyse der geologischen Verhältnisse liegt daher ein wichtiger Schwerpunkt in der detaillierten Erarbeitung meeresspiegelrelevanter Aussagen sowie einer kritischen Betrachtung bestehender Methoden und Ergebnisse (MEURERS-BALKE 1983; HOIKA 1987; LABES 2002). Ältere Ergebnisse zum Meeresspiegelanstieg in der südwestlichen Ostsee (SCHMITZ 1953; KÖSTER 1961; VOSS 1967, 1970; VOSS et al. 1973; DUPHORN 1979; KLUG 1980; WINN et al. 1986) werden nach den Erkenntnissen aus dem Oldenburger Graben neu bewertet und als Grundlage zur Erstellung einer aktualisierten Strandlinienverschiebungskurve für den Bereich zwischen der Flensburger Förde und der Wismarbucht genutzt.

3. Einführung in das Arbeitsgebiet

3.1 Geographische Lage

Die Grube-Wesseker Niederung liegt im Nordosten Schleswig-Holsteins in Höhe der Stadt Oldenburg im Landkreis Ostholstein und teilt mit ihrem vorwiegend Northwest-Südost streichenden Verlauf die Halbinsel Wagrien in einen nördlichen und einen südlichen Abschnitt (Abb. 1).

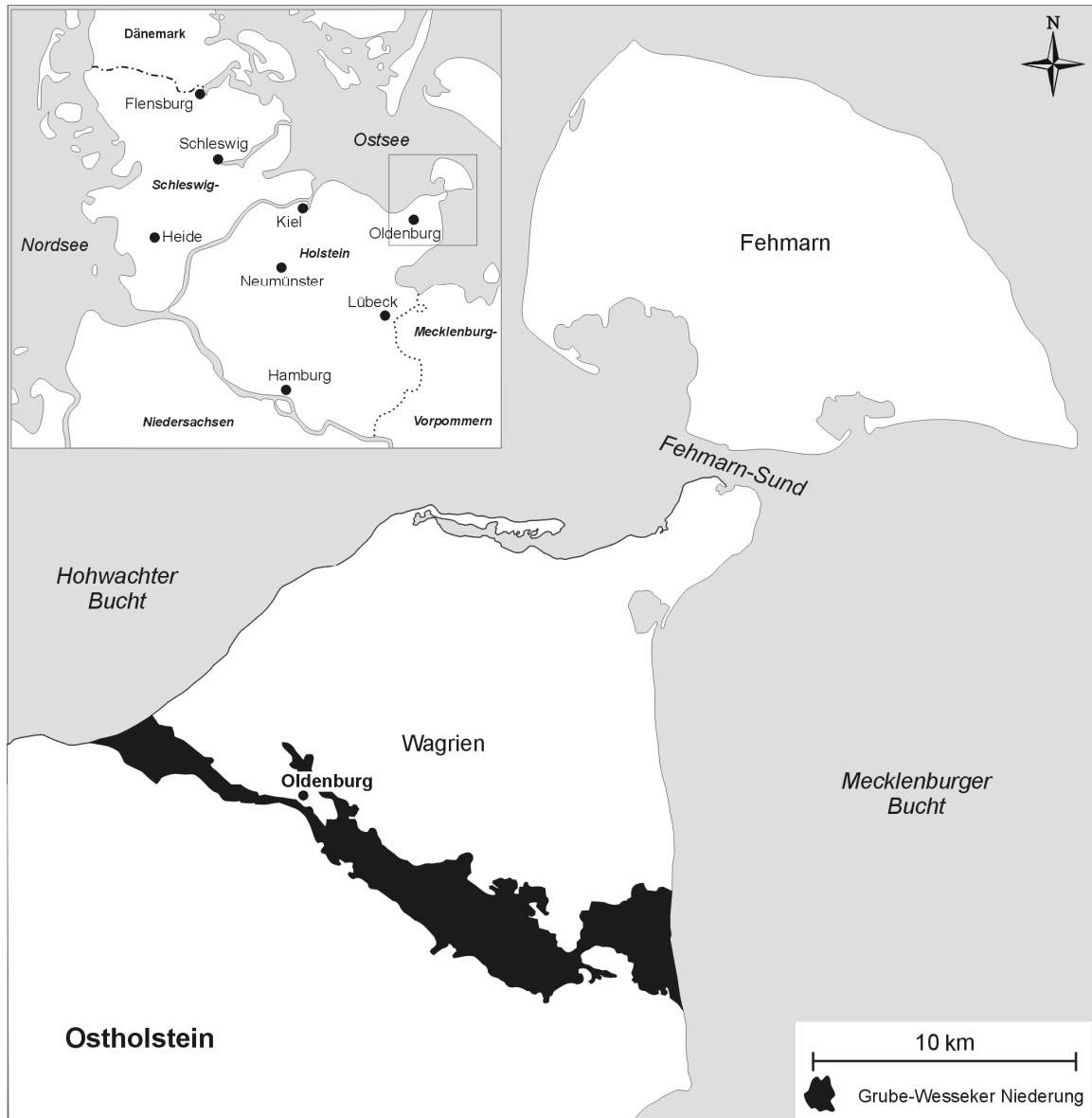


Abb. 1: Lage der Grube-Wesseker Niederung (Oldenburger Graben) auf der Halbinsel Wagrien in Ostholstein (mit frdl. Genehmigung H. Dietrich, Inst. für Ur- und Frühgesch. Univ. Kiel; verändert).

Im Westen grenzt die Niederung an die Hohwachter Bucht, im Osten an die Mecklenburger Bucht. Nach Norden und Süden wird sie von weichselzeitlichen Höhenrücken begrenzt. Die Gesamtlänge des heute landfesten Bereiches beträgt ca. 21 km, die Breite schwankt zwischen 200 m und 3,8 km. Die Gesamtfläche des Arbeitsgebietes ohne die submarinen Fortsetzungen in die Ostsee beträgt ca. 37 km².

Die TK 25 erfasst den festländischen Bereich des Arbeitsgebietes auf den Blättern 1630 (Hohwacht), 1631 (Heiligenhafen), 1730 (Hansühn), 1731 (Oldenburg in Holstein) und 1732 (Grube). Die sich im Nordwesten und Osten anschließenden submarinen Abschnitte der

Hohwachter und Mecklenburger Bucht sind durch die Seekarten 30 (Kieler Bucht 1:100.000), 31 (Gewässer um Fehmarn, Heiligenhafen bis Dahmeshöved 1:50000) und 43 (Gabelsflach bis Fehmarn 1:100.000) des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) erfasst.

Die geographische Lage der im Text erwähnten Ortschaften und Geländebezeichnungen ist Anh.1 zu entnehmen.

3.2 Morphologie

Die Grube-Wesseker Niederung setzt sich morphologisch in Form einer bis 3,8 km breiten Senke von der umgebenden Moränenlandschaft ab (Abb. 2). Weite Bereiche der Niederungsfläche liegen rezent unterhalb des Meeresspiegels, ein Eindringen der Ostsee oder die Wiederausbreitung von Seeflächen wird durch Deiche und die Absenkung des Grundwasserspiegels verhindert.

Innerhalb der Niederung ist das Relief weitgehend ausgeglichen. Die Höhen liegen zwischen +1 und -3,28 m NN im tiefsten Punkt des Oldenburger Grabens im Gruber-See-Koog westlich von Grube. Im Übergangsbereich zur Hohwachter Bucht im Westen und zur Mecklenburger Bucht im Osten wird die Senke durch Strandwall-Landschaften begrenzt. Bei Weißenhaus am westlichen Abschluss der Niederung sind die Strandwälle teilweise von bis zu 9 m hohen Dünen überlagert. Der natürliche Küstenschutz durch Strandwälle und Dünen wurde sowohl bei Weißenhaus als auch bei Dahme zusätzlich durch die Anlage von Deichen bis zu einer Höhe von +4,5 m NN stabilisiert.

Die Strandwall- und Dünenlandschaft von Weißenhaus erstreckt sich über 2,5 km parallel zur Küstenlinie der Hohwachter Bucht. An ihrem südwestlichen Ende liegt der ehemalige Abfluss des Wesseker/Dannauer Sees, die sog. Weißenhäuser Brök (Brök=Durchbruch). Nach Südosten setzt sich die Niederung mit einer Breite von bis zu 1,8 km fort. Im Zentrum dieser „Weißenhäuser Bucht“ liegt mit einer Restfläche von ca. 0,5 km² der durch Entwässerung und Verlandung bedeutend reduzierte Wesseker/Dannauer See. Die Geländeoberfläche fällt hier auf Werte um -1,0 m NN ab. Der tiefste Punkt liegt mit -1,75 m NN in einer schlauchförmigen Vertiefung am Nordrand, die sich im weiteren Verlauf der Niederung bis auf die Höhe der Ortschaft Dannau verfolgen lässt. Die Isohypsen zeichnen den nördlichen und östlichen Teil des ehemaligen Wesseker/Dannauer Sees vor dem Beginn der Entwässerung (Kap. 3.5) nach.

In Richtung Kleinwessek verjüngt sich die Niederung trichterförmig auf eine Breite von 750 m. Diese Ausdehnung bleibt bis zur Autobahnüberführung der A 1 in Höhe der Stadt Oldenburg bestehen. In diesem schlauchförmigen Abschnitt biegt das Streichen der Niederung leicht in Ost-West-Richtung um. Bei Ehlerstorf bilden das Tal und die Mündung der Johannisbek von Südosten kommend einen Nebenarm der Niederung. Die Geländehöhen zwischen 0 und -1 m NN bleiben bis in Höhe Dannau erhalten, zwischen Dannau und Oldenburg treten stellenweise insel- und halbinselartige Erhebungen mit Geländehöhen bis +0,6 m NN auf.

Im Bereich der Stadt Oldenburg ist die Grube-Wesseker Niederung nur etwa 200 m breit. Die Geländehöhen liegen in diesem „Oldenburger Kanal“ zwischen +1 und -1 m NN. Die Streichrichtung der Niederung geht in Nordwest-Südost-Richtung über. Am östlichen Ausgang des Oldenburger Kanals zweigt ein weiterer Nebenarm der Niederung ab, der die Stadt Oldenburg nördlich umgibt und seine Fortsetzung außerhalb des Arbeitsgebietes in der Senke südlich des Wienberges im Bereich des Truppenübungsplatzes Putlos findet. An dieser Gabelung erweitert sich die Niederung in südöstlicher Richtung auf eine Breite von ca. 1,1 km.

Zwischen Oldenburg und Grube liegt mit einer durchschnittlichen Breite von 2,0 km (maximal 3,3 km) das „Zentrale Becken“ des Oldenburger Grabens. Bis in Höhe von Schwelbek verläuft die rezente Oberfläche der Niederung in Höhen zwischen +0,5 und -1,5 m NN. Vereinzelt treten flache inselartige Erhebungen auf. Bis zur Ortschaft Grube zeichnet der Verlauf der Isohypsen den Umriss des Gruber Sees vor dessen Entwässerung nach (Kap. 3.5). Die Geländeoberfläche fällt bis auf Werte von -3,28 m NN ab. Die Eintiefung verläuft von Schwelbek bis Lütjendorf zunächst schlauchförmig am Nordrand der Niederung. Südlich von Lütjendorf umschließt sie eine flache längliche Kuppe. Südöstlich dieser Kuppe bis zur Ortschaft Grube weitet sich das ehemalige Seebecken auf nahezu die gesamte Breite der Niederung aus.

Bei Grube verjüngt sich die Niederung zu einem weiteren schmalen Abschnitt. Die Geländeoberfläche steigt leicht an. Der Südwest-Nordost streichende „Gruber Kanal“ hat eine Länge von 1,0 km und ist zwischen 200 und 300 m breit. Im Bereich von Grube zweigt ein ca. 100 m breiter Nebenarm der Niederung in westnordwest-ostsüdöstlicher Streichrichtung ab. Zwischen dieser Gabelung und dem Gruber Kanal liegt eine kleine Geländekuppe, die nach historischen Karten von 1650 und 1790 (Kap. 10.7, Abb. 31, 32) eine Insel im Gruber See darstellte (heute „Paasch-Eyler-Platz“).

Am Nordost-Ausgang des Gruber Kanals schließt sich mit einer Breite von bis zu 1,0 km auf einer Länge von 1,8 km die Fortsetzung des Gruber See-Beckens an. Die Niederung streicht hier nahezu Ost-West und erweitert sich trichterförmig als „Dahmer Bucht“ in Richtung Mecklenburger Bucht. Die Geländeoberfläche fällt bis auf Werte von -3,0 m NN ab. Am Nordrand dieses Abschnittes taucht eine deutliche Erhebung aus der Niederung auf. Der sog. „Jarbock“-Hügel erreicht eine Höhe um +1,5 m NN und ragte nach der historischen Karte von 1790 (Kap. 10.7, Abb. 32) ebenfalls als Insel aus dem Gruber See heraus. Nach Osten steigt die Geländeoberfläche des Gruber See-Beckens allmählich an.

Den Abschluss der Niederung zur Mecklenburger Bucht bildet die Strandwall-Landschaft nördlich von Dahme, die sich über 3,8 km parallel zur aktuellen Küstenlinie erstreckt. An ihrem Nord- und Südrand deuten leichte Geländedepressionen zwei schmale Fortsetzungen des Gruber See-Beckens an. Der südliche Arm stellt die Verbindung zum ehemaligen Dahmer See dar, der sich im Gelände als eine Eintiefung bis -1,5 m NN nördlich von Dahme abzeichnet. Bei dem nördlichen Arm handelt es sich um einen ehemaligen Abfluss des Gruber Sees, der im Bereich der Rosenfelder Brök in die Ostsee mündete (Kap. 10.7, Abb. 31, 32). Südwestlich der Brök ragt eine markante Geländekuppe mit Höhen bis +2,5 m NN aus der Strandwall-Landschaft heraus.

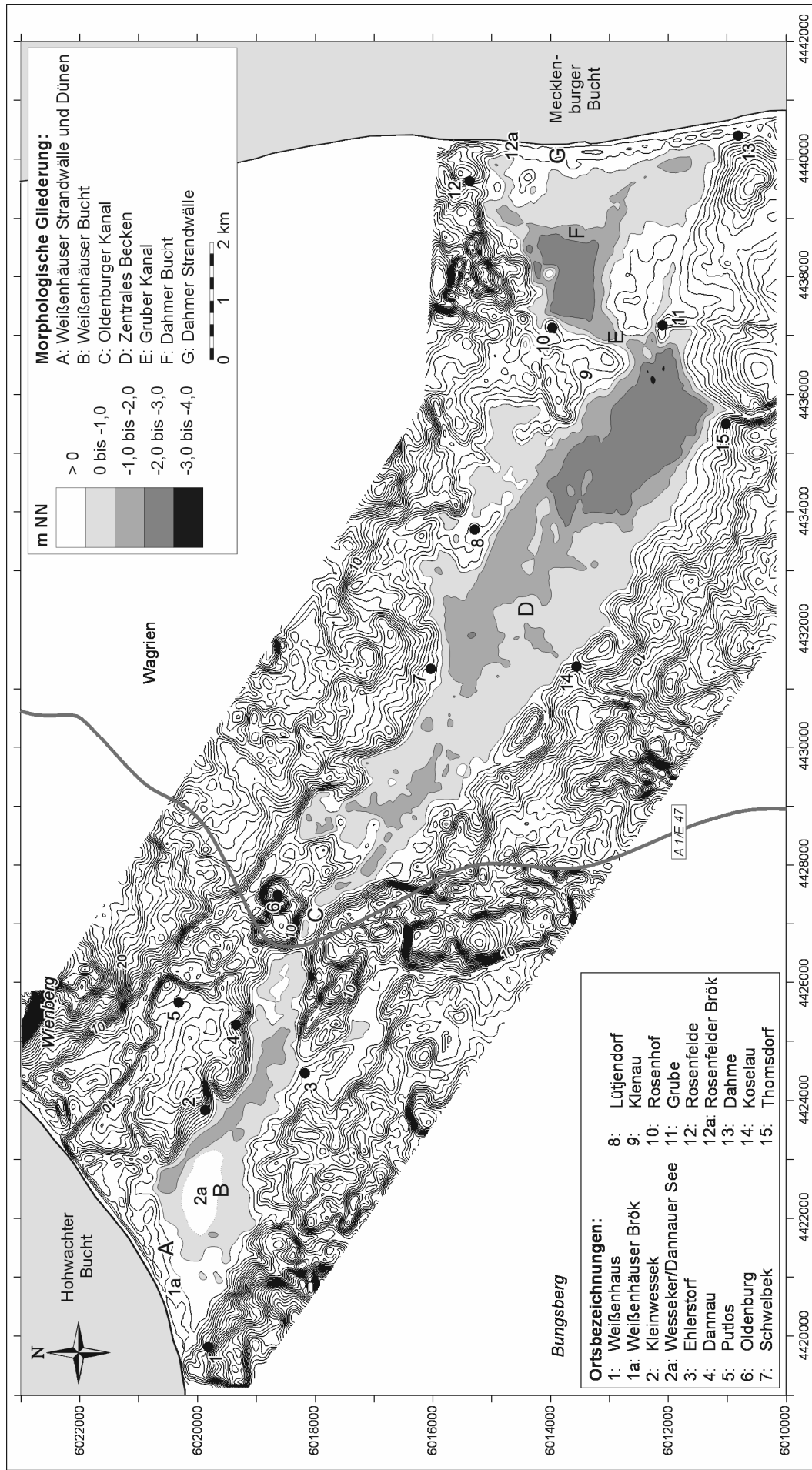


Abb. 2: Morphologie und morphologische Gliederung der Grube-Wesseker Niederung (Oldenburger Graben) und angrenzender Gebiete nach Vermessungsdaten des Landesvermessungsamtes Schleswig-Holstein (ATKIS® Basis-DLM, ©LvermA-SH).

3.3 Bathymetrie der sich anschließenden Seegebiete der Hohwachter und Mecklenburger Bucht

Der Vorstrand fällt in der Hohwachter Bucht bis in eine Küstenentfernung von 200 bis 300 m relativ gleichmäßig auf -5 m NN ab (Abb. 3). Im Tiefenbereich zwischen -5 und -15 m NN zeichnen sich im Verlauf der Isobathen der südlichen Hohwachter Bucht die Fortsetzungen des Oldenburger Grabens, der Futterkamper Niederung mit dem Sehlendorfer Binnensee, des Großen Binnensees sowie der dazwischen liegenden Abrasionsflächen vor rezenten Steilufern ab. Im Nordosten verengen sich die Isobathen zwischen dem Festland und der submarinen Fortsetzung der Insel Fehmarn zu einem schmalen Ausläufer des Fehmarn Sund. Innerhalb dieses trichterförmigen Bereiches liegt eine halbinselartige Erhebung, die den umliegenden Bereich um etwa 4 m überragt. Unterhalb von -15 m NN fällt der Seegrund relativ gleichmäßig zur Kieler Bucht ab. Die maximale Tiefe liegt im Nordwesten des dargestellten Bereiches zwischen -18 und -19 m NN.

Im Gegensatz zur Hohwachter Bucht deutet der Verlauf der Isobathen in der Mecklenburger Bucht nicht die Fortsetzung der Grube-Wesseker Niederung an. Die Bathymetrie ist vielmehr von einer küstenparallelen rinnenartigen Struktur sowie von der pleistozänen Hochlage der Sagasbank geprägt. Die in bis zu -17 m NN tiefe Teilbecken gegliederte Nord-Süd Rinne verläuft in einer Uferentfernung von etwa 2,5 km. Sie lässt sich von Norden bis zum markanten Umbiegen der Küstenlinie in Nordost-Südwest-Richtung bei Dahmeshöved verfolgen. In Höhe der Ortschaft Süssau wird sie östlich von der bis -9 m NN aufragenden Sagasbank begrenzt. Zwischen dieser und dem küstennahen Seegrund liegt eine weitere Erhebung, die die rinnenartige Struktur an dieser Stelle in zwei Arme teilt. Durch das Aufragen der Sagasbank ist der Verlauf der Tiefenlinien bis in Wassertiefen von -20 m NN im Norden des dargestellten Bereiches stärker nach Osten ausgedehnt als im Süden.

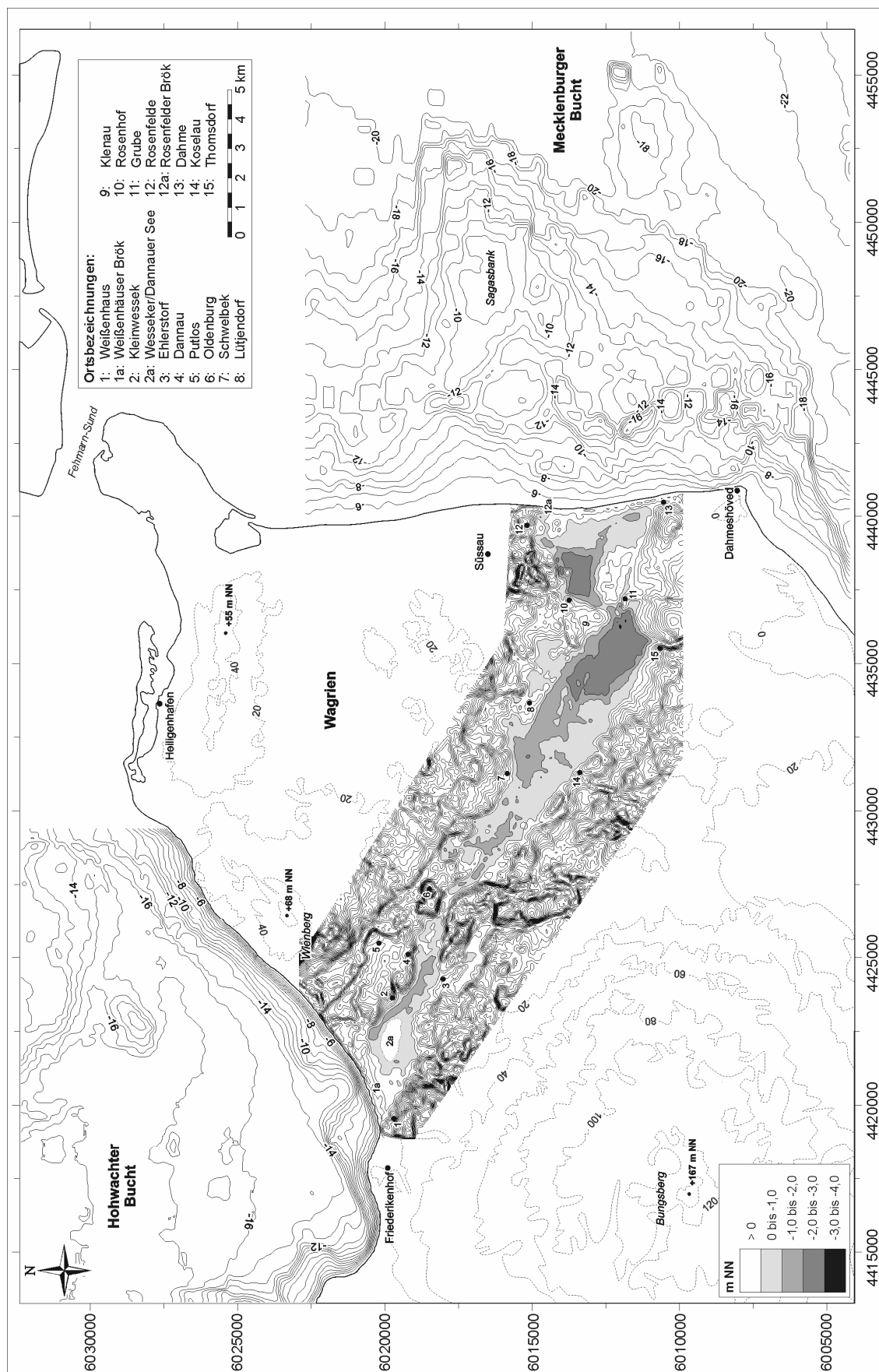


Abb. 3: Morphologie Wagriens und der Grube-Wesseker Niederung (Datenbasis s. Abb. 2) sowie Bathymetrie der sich anschließenden Seegebiete der Hohwacher und der Mecklenburger Bucht nach Seevermessungsdaten des BSH.

3.4 Hydrologie und Hydrogeologie Wagriens

Die wagriscche Halbinsel und Fehmarn gehören mit nur knapp 600 mm Niederschlag pro Jahr zu den niederschlagsärmsten Regionen Schleswig-Holsteins (KELLER 1958). Die oberirdische Wasserscheide verläuft der Morphologie folgend weit im Nord- und Südwesten der Halbinsel. Der größte Teil der Entwässerung erfolgt daher in Richtung Mecklenburger Bucht. Der Hauptentwässerungskanal der Grube-Wesseker Niederung, der eigentliche „Oldenburger Graben“, dient als Vorfluter, über den das anfallende Oberflächenwasser seines Einzugsgebietes in die Hohwachter und Mecklenburger Bucht geleitet wird (Abb. 4). Grundwasserneubildung findet vor allem im Bereich der überwiegend sandig aufgebauten Heiligenhafener und Wandelwitzer Höhen statt, über die auch die Grundwasserscheide verläuft. Der Grundwasserabstrom erfolgt einerseits nach Süden zum Oldenburger Graben, andererseits in nördliche Richtung zur Hohwachter Bucht (JOHANNSEN 1980). Nach KAUFHOLD et al. (1994) ist die Grundwasserströmung durch Wasserwerksementnahmen beeinflusst und mit Ausnahme der küstennahen Abschnitte vom Bungsberg im Süden und von den Moränen im Norden auf den Oldenburger Graben gerichtet.

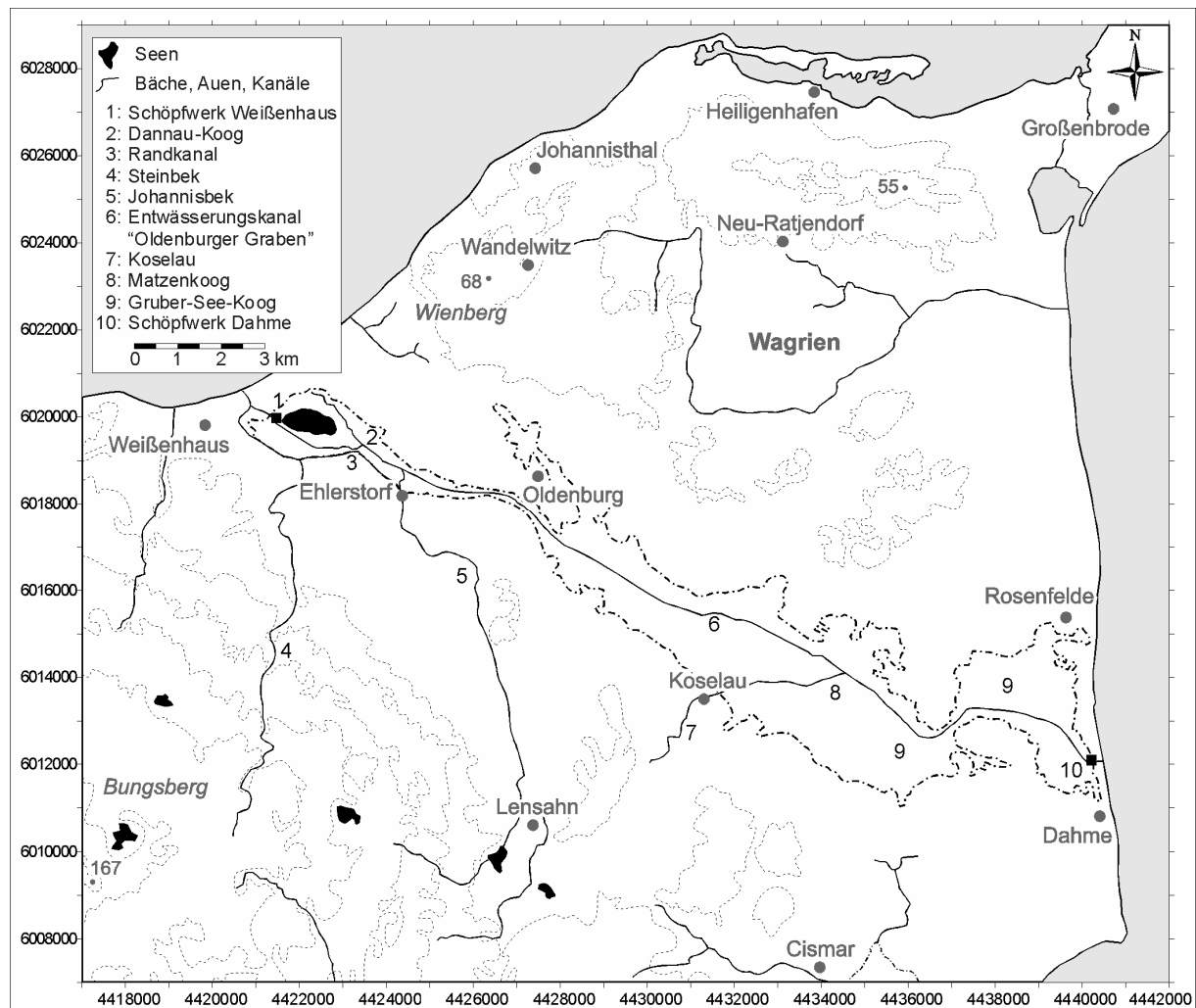


Abb. 4: Entwässerungssysteme Wagriens (mit frdl. Genehmigung H. Dietrich, Inst. für Ur- und Frühgesch. Univ. Kiel, verändert).

Das Grundwasser in der Niederung ist stark versalzen, was zum einen küstennah auf den Einfluss des Ostseewassers, weiter landeinwärts auf den Aufstieg von Solen durch Salzauslaugung aus dem Salzkissen Cismar zurückgeführt wird (JOHANNSEN 1980; vgl. Kap. 4.2, Abb. 5). Oldenburg selbst ist nicht von der Versalzung betroffen. Hier ist die tertiäre und quartäre Schichtenfolge durch den Einfluss des Salzkissens und glaziale Überformung gestört (JOHANNSEN 1980).

3.5 Anthropogene Eingriffe in die Wasserwirtschaft der Grube-Wesseker Niederung

Nach den schweren Sturmfluten von 1863 und 1872, die in der gesamten Niederung und in der Stadt Oldenburg erhebliche Schäden verursachten (ABRAHAM 1972), schlossen sich die Besitzer der überschwemmten Ländereien zusammen. Durch Eindeichungen und die Errichtung von Seeschleusen wurde in die natürliche Entwässerung eingegriffen (SASSE 1972). Der Wasserstand in der Niederung wurde durch Öffnen und Schließen der Deichschleusen bei wechselnden Ostseewasserständen abgesenkt.

In den Jahren 1927/28 wurden weiterführende Maßnahmen zur Entwässerung der Niederung und zur Gewinnung landwirtschaftlicher Flächen durchgeführt. Die anfallenden Niederschlagsmengen wurden durch neu angelegte Randkanäle und einen Hauptvorfluter, den eigentlichen „Oldenburger Graben“ (Kap. 3.4, Abb. 4), abgeleitet und zum Teil über ein Schöpfwerk bei Dahme in die Ostsee gepumpt. Ein zweites Schöpfwerk entstand zwischen 1937 und 1940 nahe Weißenhaus. Der Hauptvorfluter durchzieht heute mit einer Gesamtlänge von 23 km die gesamte Niederung von Weißenhaus bis Dahme und wird von einem rund 138 km² großen Niederschlagsgebiet gespeist (SASSE 1972). Sein Wasserspiegel wurde durch verschiedene Entwässerungssysteme schrittweise auf -1,6 m NN am Schöpfwerk Weißenhaus und auf -1,9 m NN am Schöpfwerk Dahme abgesenkt. Durch die Entwässerung wurden Seen mit einer Gesamtfläche von 768 ha trockengelegt (SASSE 1972). Als Folge traten bis 1952 Setzungen der Sedimente von bis zu 100 cm auf (SEIFERT 1957).

Durch die regelmäßig durchgeführten Ausbaggerungen der Vorfluter wurden an den Rändern der Entwässerungskanäle Dämme aufgeschüttet, die im Laufe der Jahre regelrechte Köge voneinander abgrenzten (vgl. Kap. 3.4, Abb. 4). Der Grundwasserspiegel in diesen Kögen wurde mit Hilfe einer zweistufigen Entwässerung auf bis zu -3,8 m NN im Matzen-Koog und damit unter das Niveau des Vorfluters abgesenkt. Die anhaltende Sedimentsetzung führte zur Abnahme der Damm- und Deichhöhen. Die Aufhöhung der Deiche und die Modernisierung der Schöpfwerke erbrachte in den 1950er und 1960er Jahren im Zusammenhang mit der Verbreiterung der Randkanäle und Verrohrungsmaßnahmen eine weitere Sicherung der bestehenden landwirtschaftlichen Flächen. Die Sedimentsetzung setzt sich rezent fort (JAKOBSEN 2002).

Seit den 1970er Jahren werden Entwässerungsmaßnahmen aus Sicht des Natur- und Artenschutzes sowie der Landschaftserhaltung für Naherholung und Fremdenverkehr zunehmend kritisch betrachtet. Es wird seitdem versucht, landwirtschaftliche Notwendigkeit und Naturschutzinteressen in Einklang zu bringen. Zahlreiche landwirtschaftliche Flächen in der Niederung wurden von der Stiftung Naturschutz aufgekauft und zum Landschafts- und Naturschutzgebiet erklärt. Einige Landwirte nutzen auch das Angebot der Landesregierung zur Extensivierung der Landwirtschaft und lassen Flächen brach liegen (GESCHICHTS-AG FREIHERR-V.-STEIN-SCHULE 1988). Im Zuge von Wiedervernässungs-Maßnahmen wurde der Grundwasserspiegel im Dannau-Koog seit 1999 angehoben, was zu einer Wiederausbreitung von Seeflächen zwischen Kleinwessek und einem neu errichteten Damm südlich von Dannau geführt hat. Weitere Maßnahmen zur Wiedervernässung sind geplant.

3.6 Nutzung der Grube-Wesseker Niederung

Die meisten Flächen der Grube-Wesseker Niederung werden landwirtschaftlich genutzt. Die Böden der trockengelegten Seebecken sind auf Grund der anstehenden kalkreichen Sedimente sehr fruchtbar. Weizen und Mais zählen zu den häufigsten Feldfrüchten. An vielen Stellen dient der Boden auch als Dauergrünland zur Weidebewirtschaftung. Wenige Niederungsflächen werden forstwirtschaftlich genutzt.

Zu Zwecken des Natur- und Umweltschutzes sowie der Landschaftserhaltung für Naherholung und Fremdenverkehr wurden einige Gebiete der Grube-Wesseker Niederung

zu Naturschutzgebieten erklärt. Hierzu zählen u. a. die Weißenhäuser Brök, der Wesseker/Dannauer See und der Oldenburger Bruch.

Die Dünen- und Strandwall-Landschaft von Weißenhaus wird als Badestrand genutzt. Östlich des Naturschutzgebietes entstand ein Ferienzentrum. Die Strandwall-Landschaft nördlich von Dahme wird als Badestrand und Campingplatz genutzt. Zusätzlich wurden hier Ferienhäuser gebaut.

Sand- und Kiesabbau wurde nur außerhalb der rezenten Niederungsflächen bei Ehlerstorf und am sog. „Bungsberg“ nordöstlich des Damloser Waldes (vgl. Anh. 1) betrieben. Heute ist der Abbau eingestellt und der ehemalige Tagebau teilweise zum Landschaftsschutzgebiet erklärt worden. Verglichen mit anderen Vorkommen in Schleswig-Holstein hatten die Lagerstätten nur lokale bis regionale Bedeutung.

An der Form einiger kleiner Teiche und Tümpel sind im Niederungsbereich ehemalige Torfstiche zu erkennen, die aus Gründen der Wirtschaftlichkeit und des Naturschutzes eingestellt wurden. Einige der Teiche dienen heute als Fischeaufzuchtbecken oder Angelteiche.

Der bis zu 300 m breite Schilfgürtel im Umfeld des Wesseker/Dannauer Sees wird zur Rethwerbung (*Phragmites communis*) genutzt.

4. Geologische Grundlagen und Forschungsstand zur Grube-Wesseker Niederung

4.1 Regionalgeologischer Überblick

Schleswig-Holstein und die schleswig-holsteinische Ostseeküste zählen großtektonisch zum nördlichen Abschnitt des Norddeutschen Beckens. Diese Westnordwest-Ostsüdost streichende und störungskontrollierte Senkungszone bildet das zentrale tektonische Segment des Mitteleuropäischen Beckens, das von Ostpolen über Norddeutschland bis in das Nordseegebiet reicht und spätestens seit dem Perm Senkungstendenzen zeigt (DUPHORN et al. 1995). Bis zu mehrere Kilometer mächtige devonisch bis känozoische Sedimente bedecken im südlichen Bereich des Norddeutschen Beckens ein variszisch gefaltetes Grundgebirge (WALTER 1995), im nördlichen ein kaledonisch überprägtes, möglicherweise präkambrisches Fundament (ZIEGLER 1990).

Nördlich des Mitteleuropäischen Beckens tritt das präkambrische Kristallin im Hebungsgebiet des Baltischen Schildes an die Oberfläche (WALTER 1995). Die Grenze zwischen Senkungszone und Hebungsgebiet wird von dem nördlichen Abschnitt eines über 2000 km langen zweigeteilten Störungssystems, der Sorgenfrei-Tornquist-Zone und der Tornquist-Teisseyre-Zone, markiert (DUPHORN et al. 1995; HARFF et al. 2001). Das Nordwest-Südost streichende Krustenlineament wurde bereits im Paläozoikum angelegt.

Im Untergrund Schleswig-Holsteins lassen sich vier großtektonische Einheiten abgrenzen: der jeweils lagestabile Ostholstein- und Westholsteinblock und die jeweils mobile Mittelholsteinische und Hamburger Scholle (PICARD 1964; WEBER 1977).

Die Grube-Wesseker Niederung liegt auf dem Ostholsteinblock, der im Gegensatz zu den mobileren Schollen durch einen ruhigeren tektonischen Aufbau und flache, konkordante Lagerungsverhältnisse charakterisiert ist. Anstelle der im Bereich der Schollen typischen Salinarzüge und Einzeldiapire treten im Bereich des Ostholstein-Blocks vereinzelt Salzkissen auf. Für die Umgebung der Grube-Wesseker Niederung sind die Salzkissen von Cismar, Großenbrode und Fehmarn beschrieben (HINSCH 1974; Kap. 4.2, Abb. 5). Nach JARITZ (1973) bildete sich die Cismarer Struktur bereits vor der Unterkreide, während das Großenbroder Salzkissen in der Oberkreide und das von Fehmarn erst im Tertiär entstanden ist.

4.2 Tertiärer Untergrund Wagriens

Ein verstärkter Salzaufstieg im Tertiär führte in Schleswig-Holstein zur Bildung von Hochgebieten, die für die Steuerung der regionalen Gletscherfließrichtungen während der pleistozänen Vereisungen verantwortlich gemacht werden. Ein solches Hochgebiet stellt der Bereich von Fehmarn und Heiligenhafen nördlich des Oldenburger Grabens dar (BEURLIN 1938), den SEIFERT (1954) als „wagrische Eisscheide“ bezeichnete.

Im Zuge des verstärkten Salzaufstieges kam es zur Vertiefung der Randsenken über den Rändern von Salzakkumulationen (WEBER 1977; HINSCH 1974). Die Grube-Wesseker Niederung liegt am nördlichen Ende einer Randsenke, dem sog. Ostholstein-Trog, der aus dem Raum Geesthacht bis nach Oldenburg verläuft (HINSCH 1974; JOHANNSEN 1980; Abb. 5). Ihre nördliche Begrenzung ist die von HINSCH (1986) beschriebene Oldenburger Mulde zwischen den Salzkissen von Cismar und Großenbrode, in der DUPHORN et al. (1995) die alttertiäre tektonische Anlage der Nordwest-Südost streichenden Hohlform des Oldenburger Grabens vermuteten.

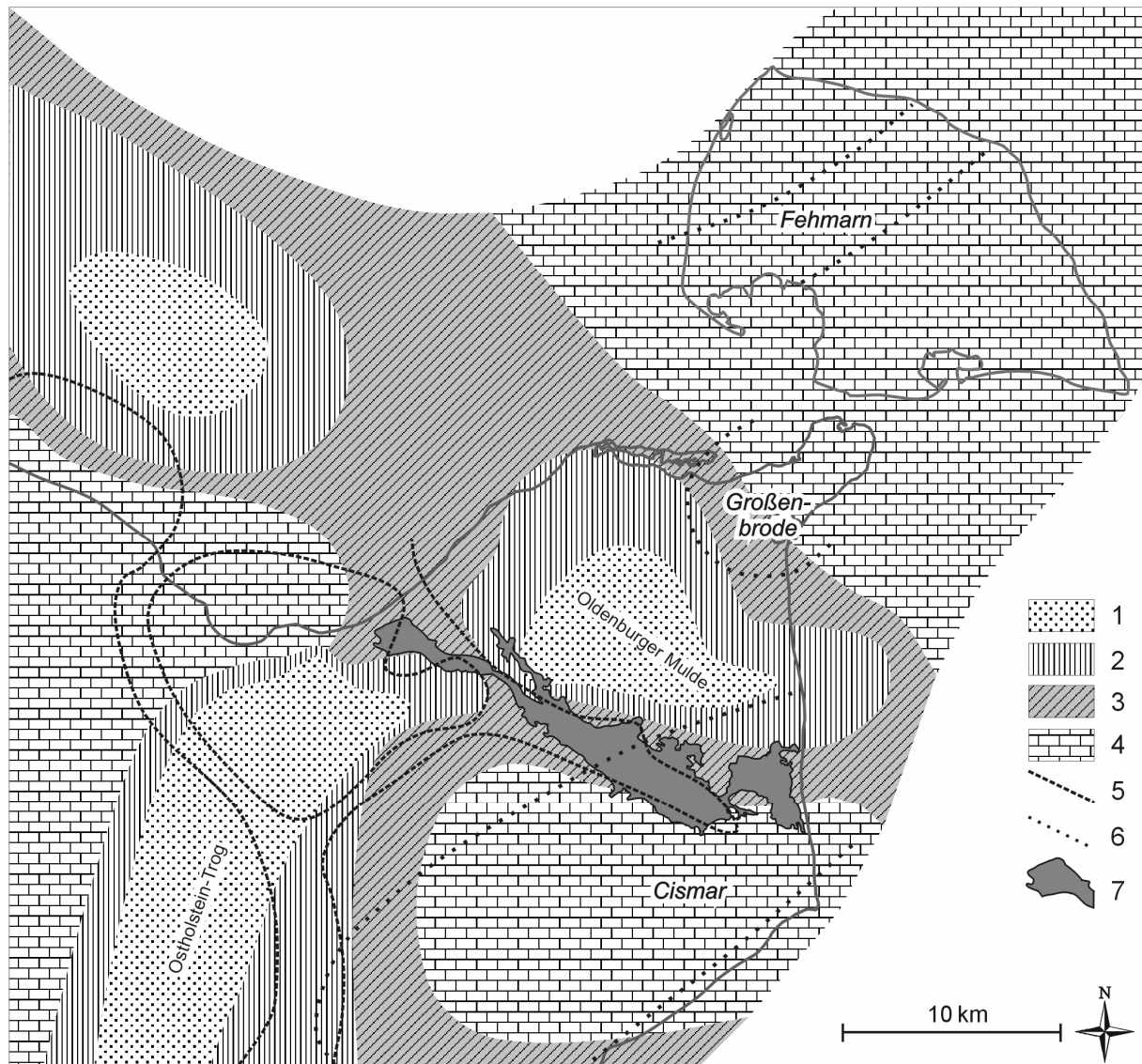


Abb. 5: Der tertiäre Untergrund Ostholsteins, die Ausdehnungen von Salzstrukturen und der Verlauf pleistozäner Rinnen nach HINSCH (1990), verändert (1: Braunkohlensande (Untermiozän); 2: Glimmerton (Hemmoor-Chatt); 3: Ton (Mittelozeän-Eochatt); 4: Ton (Untereozän); 5: pleistozäne Rinnen; 6: Salzkissen; 7: Grube-Wesseker Niederung).

4.3 Pleistozäne Entwicklung Schleswig-Holsteins und der Grube-Wesseker Niederung

Das heutige Landschaftsbild großer Teile Nordeuropas und Schleswig-Holsteins ist durch den mehrfachen Wechsel von Vereisungsphasen (Glazialen) und den dazwischen liegenden, kürzeren Warmzeiten (Interglazialen) des Pleistozäns geprägt. Im norddeutschen Raum können mindestens drei große Vereisungen, das Elster-, Saale- und Weichsel-Glazial und zwei Warmzeiten, das Holstein- und Eem-Interglazial unterschieden werden. Nach STEPHAN (2003) erfolgte während der Vereisungsphasen der Eisaufbau und Gletscherabfluss zyklisch zunächst aus nördlicher, später aus nordöstlicher und zuletzt aus östlicher Richtung.

Das heutige Relief Ostholsteins ist maßgeblich durch die Ablagerungen des Weichsel-Glazials geprägt (STEPHAN 2003). Diese wird in ein Früh-, Hoch- und Spätglazial untergliedert. Erst im Hochglazial erreichten Eisvorstöße aus östlichen und nordöstlichen Richtungen Schleswig-Holstein. Die Vereisung beschränkte sich auf Gebiete östlich der Linie Flensburg-Rendsburg-Bad Bramstedt-Ahrensburg (Abb. 6).

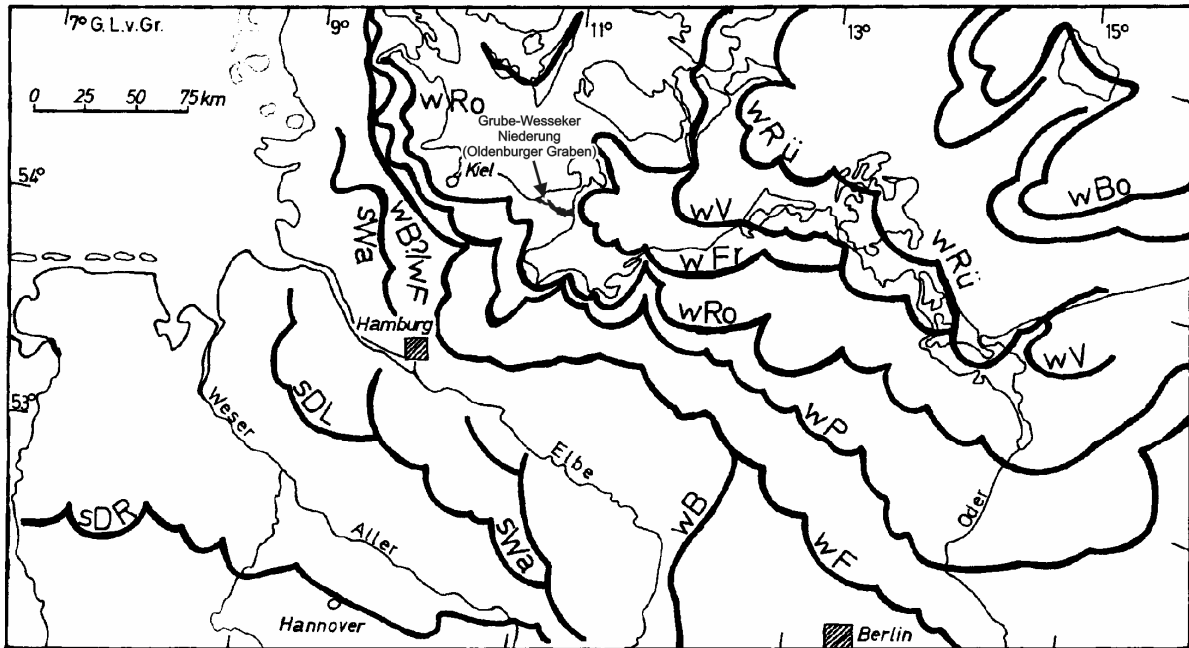


Abb. 6: Die pleistozänen Haupteisrandlagen in Norddeutschland und der westlichen Ostsee nach DUPHORN et al. (1995), verändert (Saale-Eiszeit: sDr: Rehburger Phase des Drenthe-Stadiums; sDL: Lamstedter Phase des Drenthe Stadiums; sWa: Warthe-Stadium; Weichsel-Eiszeit: wB: Brandenburger Stadium; wF: Frankfurter Stadium; wP: Pommersches Stadium; wRo: Rosenthaler Staffel; wFr: Franzburger Staffel; wV: Velgaster Staffel; wRü: Nordrügenger Staffel; wBo: Bornholmer Staffel, Mecklenburger Stadium).

Nach DUPHORN et al. (1995) wurde die im Alttertiär angelegte tektonische Senkungszone des Oldenburger Grabens (Kap. 4.2) während der Weichsel-Eiszeit durch Gletscherzungenvorstöße überprägt. Im Untergrund der Niederung verläuft eine mehr als 100 m tiefe pleistozäne Rinne, die Nord- und Süd-Wagrien voneinander trennt (JOHANNSEN 1980; vgl. Kap. 4.2, Abb. 5). Nach KAUFHOLD et al. (1994) ist diese mit Geschiebemergel, Schmelzwasser- und Beckensedimenten verfüllt. Nördlich und südlich der Rinne liegt die Quartärbasis mehr oder weniger bei NN. An Profilen des tieferen Untergrundes von Wagrien konnten bei Oldenburg und Grube Störungen im Verlauf der Rinnenbasis nachgewiesen werden (KAUFHOLD et al. 1994; vgl. Kap. 10.1, Abb. 22).

SEIFERT (1963) unterteilte die Niederung glazialgeologisch in einen Westteil von Weißenhaus bis Göhl und einen Ostteil in ihrer Fortsetzung bis Dahme. Den Westteil beschrieb er als übersandete Moränenlandschaft, während der Ostteil das Zentrum eines ehemaligen Gletscherzungenbeckens darstellt. Im Spätstadium der Weichselvereisung stießen nach SEIFERT (1963) Gletscher aus der Mecklenburger Bucht nach Westen bis Oldenburg vor. Die nördliche Begrenzung einer Gletscherzunge verläuft südlich von Neukirchen über Heringsdorf und Göhl bis fast nach Oldenburg. Ihre südliche Begrenzung stellt der S-förmig geschwungene Verlauf der Höhenzüge von Oldenburg über Lübbersdorf, Sebent, Damlos und Lensahn dar. Der Gletscher entwässerte durch eisfreies oder von Toteis erfülltes Gebiet nach Westen in die Hohwachter Bucht. Während Abtau-Phasen kam es zur Ausbildung von Toteis-Komplexen. Am Ende dieser ersten Phase schmolz das Gletschereis bis in den heutigen Ostseeraum ab.

In einer zweiten Phase drangen Gletscher aus mehr nördlichen Richtungen vor. Diesmal blieb der Ostteil der Niederung eisfrei und die Entwässerung des in der Hohwachter Bucht befindlichen Gletschereises vollzog sich durch das glaziale Tal des Oldenburger Grabens nach Osten. Beim Abschmelzen wurden in der westlichen Niederung verbliebene Toteisreste von Schmelzwassersanden überdeckt. Die Ablagerungen der ersten und zweiten Phase wurden dem Unteren Geschiebemergel zugeordnet, der z.B. am Heiligenhafener und Putloser Steilufer ansteht. Der Obere Geschiebemergel, der ebenfalls an vielen

Klifffaufschlüssen zu finden ist, lagerte sich während einer dritten Phase ab, die Fehmarn und einen schmalen Küstenstreifen des heutigen Festlandes im Bereich Heiligenhafen überprägte und den Oldenburger Graben nicht mehr erreichte (SEIFERT 1954).

Die Seifertsche Phasengliederung und die Deutung der morphologischen Geländebefunde sind umstritten. Der Untere Geschiebemergel am Heiligenhafener Kliff ist nach neueren Untersuchungen saalezeitlichen Alters (KABEL 1982; STEPHAN et al. 1983; STEPHAN 1992a). In Bezug auf die Grube-Wesseker Niederung kann deren östlicher Abschnitt aufgrund seiner Beckenform nach HOFFMANN (2004) auch durch die Erosion von Schmelzwasserströmen entstanden sein. Die nördlich des Oldenburger Grabens gelegenen Moränenzüge Teschendorf-Altgalendorf-Göhl-Görtz-Wulfshof und Gremersdorf-Rellin-Heringsdorf führte HOFFMANN (2004) auf Vorstoßrichtungen aus Nordnordost zurück. Die Moränenzüge südlich der Niederung bei Riepsdorf, Rüting, Damlos-Lensahn und Lübbersdorf-Sipsdorf-Grammdorf wurden mit einer oszillierenden, sich nach Nordwesten zurückziehenden Gletscherzunge in Verbindung gebracht. Nach dieser Auffassung wären die südlich und nördlich des Oldenburger Grabens gelegenen Moränenzüge im Widerspruch zur Meinung von SEIFERT (1963) unabhängig voneinander entstanden.

BÖKE (1998), BUSS (1998), FINSTERBUSCH (1998), OFFEN (1998), PETERSEN (1998), und SIEMENSEN (1998) erbohrten im Untergrund der westlichen Niederung zwischen Kleinwesek und Oldenburg über 20 m tiefe glaziale Rinnen, die u. a. von HARTZ & HOFFMANN-WIECK (2000) als Verzweigungen einer aus der Hohwachter Bucht vordringenden Gletscherzunge gedeutet wurden.

Im Gegensatz zu dem bisher dargestellten Forschungsstand, der maßgeblich auf den Vorstellungen von GRIPP (1964) beruht, kann für viele glaziale Hohlformen wie den Oldenburger Graben nicht von einer Ausschürfung durch vordringende schmale Gletscherzungen ausgegangen werden (STEPHAN 2003). Derartige Eiszungen treten nur dort auf, wo Gletscher aus Gebirgsregionen durch Täler geleitet hangabwärts fließen. Für das Vereisungsgebiet Schleswig-Holsteins ist aber von einem großräumigen Vordringen der Gletscherfront gegen ein oft ansteigendes Relief auszugehen. In einer derartigen Situation ist das Vorschieben von schmalen Eisteilen nicht möglich. Die Entstehung und Überprägung glazialer Hohlformen ist vielmehr auf subglaziale Schmelzwassererosion und aktive Exaration an der Gletscherbasis zurückzuführen. Am Ende einer Vergletscherung können Rinnen und Hohlformen durch längliche schmale Toteiskörper bis zu deren endgültigem Abschmelzen konserviert werden (STEPHAN 2003). Eine Deutung der morphologischen Befunde und Bohrerergebnisse vor dem Hintergrund dieser neuen Erkenntnisse erfolgt in Kap. 10.

Im Südwesten der Niederung schließt sich der Bungsberg mit der für Schleswig-Holstein höchsten Erhebung von +167 m NN an. Dieser wurde nach DUPHORN et al. (1995) im Weichselglazial während des Brandenburg/Frankfurter Stadiums angelegt und blieb während des Pommerschen und Mecklenburger Stadiums zwischen der Preetz-Plöner und der Eutiner Eiszunge als eisfreier Nunatak stehen.

Mit der am Ende des Hochglazials einsetzenden globalen Erwärmung zerfielen die Gletscher in abtauende Schollen. Die letzte Deglaziation fällt in Norddeutschland nach neueren Untersuchungen in die Zeit um 12000 BC cal (KAISER 2001). Das Abschmelzen der Inlandvereisung führte zur Anlage weiterer Schmelzwasserrinnen. Durch die Abtauprozesse blieben im Oldenburger Graben mächtige Toteisblöcke zurück, die von Schmelzwassersedimenten oder Gletscherfracht um- und überlagert und so zunächst unter Sedimentbedeckung konserviert wurden (SEIFERT 1963). Das Tieftauen der Toteisreste führte durch das Nachsacken der darüber liegenden Sedimente zur Bildung von Senken, in denen erste Süßwasserseen entstehen konnten (Abb. 7). In diesen lagerten sich auf Grund der zunächst spärlichen Vegetation überwiegend mineralische Sedimente und spätestens ab dem Alleröd auch organische Mudden ab. Nach KAISER (2001) endete der Zeitraum des

Tieftauens von Toteisblöcken des Weichsel-Glazials erst im frühen Postglazial (Präboreal/Boreal). Intensive Tieftauprozesse und damit verbundene Seegenesen sind für das (jüngere) Alleröd nachweisbar.

In der westlichen Niederung lässt sich das Tal der Ur-Johannisbek, von der Ostflanke des Bungsberges kommend, als eine späthoch- oder frühspätglazial gebildete Schmelzwasserrinne im Untergrund der Niederung verfolgen (SEIFERT 1963; Abb. 7). Nach ERNST (1974: Abb. 3) und ATZLER (1995) mündete diese Schmelzwasserrinne im Bereich der Hohwachter Bucht in die Ur-Kossau. Die von ATZLER (1995) kartierten Rinnen sind allerdings mit Till verfüllt, was gegen eine Anlage unter Schmelzwassereinfluss am Ende des Weichselglazials spricht. Für die Hohwachter Bucht ist im Spätglazial eher von einem Seebecken mit zahlreichen Zuflüssen als von einer rinnendurchzogenen Landschaft auszugehen. Für die östliche Niederung beschrieb SEIFERT (1963) eine Rinne zwischen Grube und Dahme (Abb. 7). Deren fluss- oder bachartigen Fortsetzungen in die Mecklenburger Bucht kartierten WINN et al. (1983; Abb. 8).

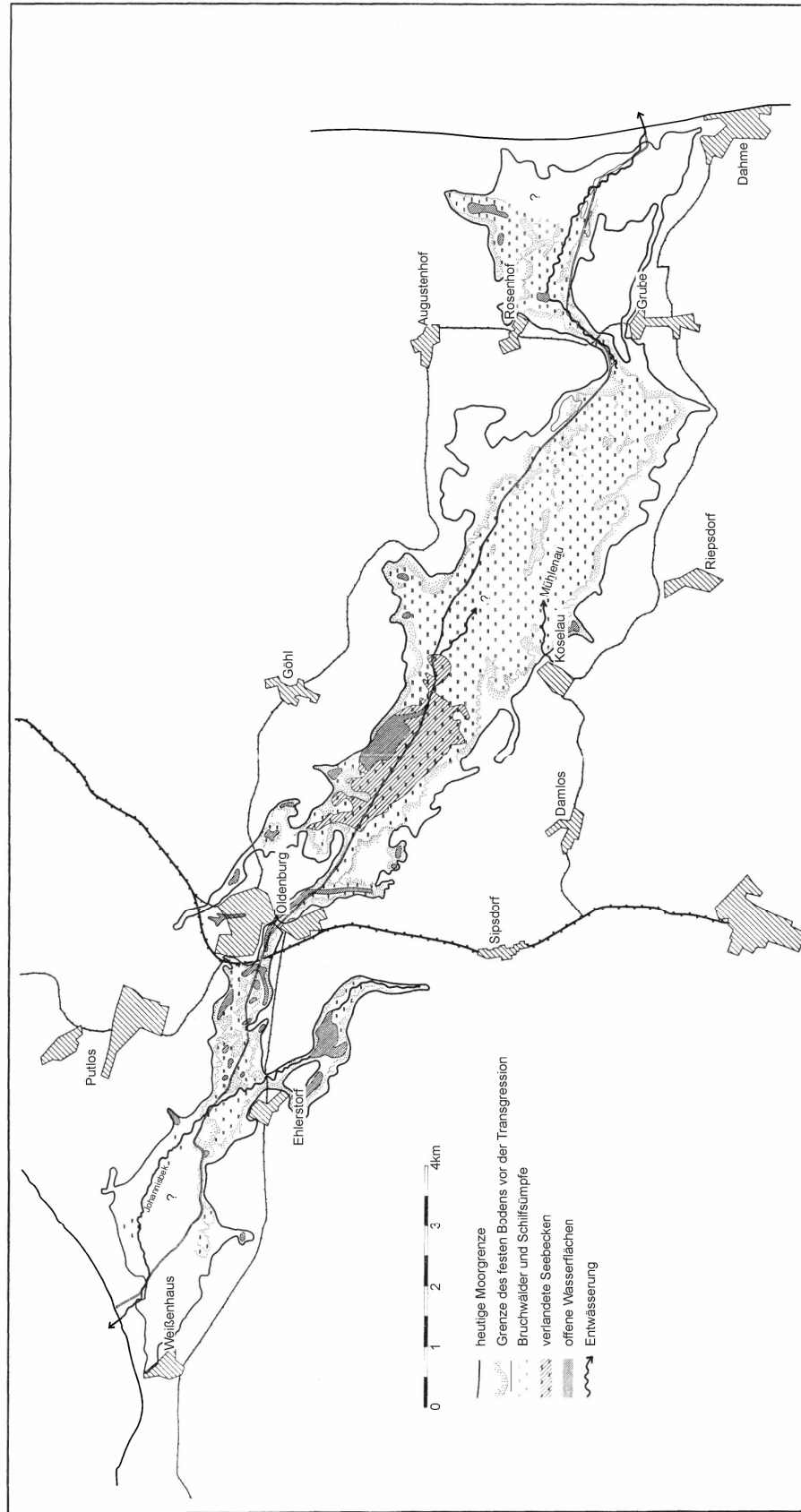


Abb. 7: Landschaftsbild der Grube-Wesseker Niederung (Oldenburger Graben) vor der Überflutung durch die Ostsee nach SEIFERT (1963), verändert.

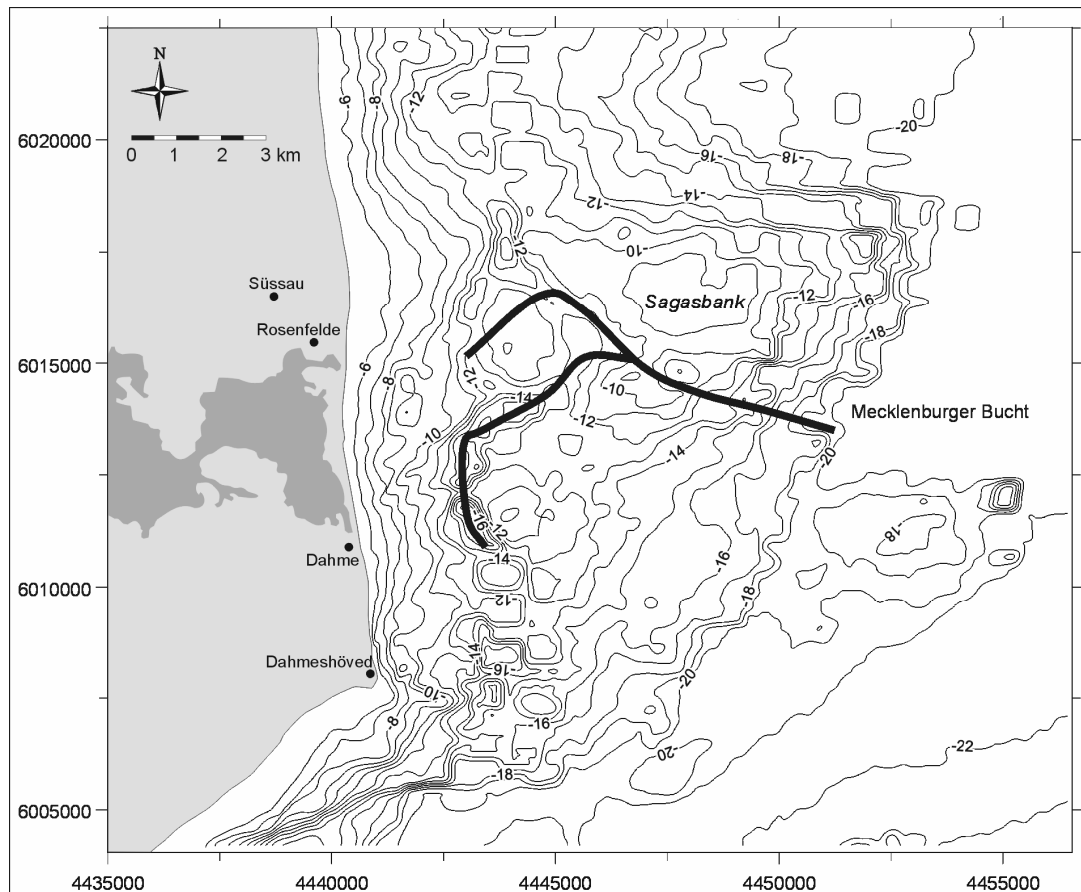


Abb. 8: Lage und Verlauf der von WINN et al. (1983) in der Fortsetzung der östlichen Grube-Wesseker Niederung kartierten Entwässerungsrinnen (dicke schwarze Linien).

4.4 Holozäne Entwicklung der Ostsee und der Grube-Wesseker Niederung

Das Abschmelzen der Gletscher am Ende des Weichsel-Glazials führte zu einem weltweiten eustatischen Meeresspiegelanstieg um etwa 100 m. Demgegenüber kam es nach Abklingen der Eislast zur isostatischen Hebung Skandinaviens und zum Absenken der Randbereiche (KÖSTER 1996). Die Senkungszone umgibt denhebungsbereich gürtelartig und quert dabei bestehende tektonische Streichrichtungen. FJELDSKAAR (1994) führte die Senkung daher auf einen spätpleistozän bis frühholozän kollabierten Lithosphärenwulst zurück, der sich zuvor um die vereisten Gebiete gebildet hatte. Nach HARFF et al. (2001) klang die Senkungstendenz an der südlichen Ostseeküste vor etwa 5000 Jahren ab. Die darauf folgende Entwicklung war von der regionalen tektonischen Situation abhängig. Nach BAERENS (2003) sind längerfristige Meeresspiegelschwankungen in der südwestlichen Ostsee auf klimatische Faktoren zurückzuführen.

Im Zusammenspiel von eustatischen, isostatischen und tektonischen Prozessen entwickelten sich im Ostseebecken unterschiedliche Süß- und Salzwasserphasen nach Tab. 1 (vgl. Kap. 5.6), deren Sedimente sich anhand markanter Leitformen unterscheiden lassen.

Um 8000 BC cal kann weltweit ein dramatischer Anstieg des Meeresspiegels nachgewiesen werden, der nach TOOLEY (1989) auf den Zerfall und das Abschmelzen des großen amerikanischen Eisschildes zurückzuführen war. Im Zuge dieses Meeresspiegelanstiegs, der Werte bis zu 5 m in 100 Jahren erreichte (PETERSEN 1981), drang zwischen 7000 und 6000 BC cal Salzwasser über die rezent zwischen -29 bis -27 m NN aufragenden Schwellen des Großen Belts in die tieferen Becken der südwestlichen Ostsee ein (WINN et al. 1998). Die initiale Phase der sog. Litorina-Transgression war für die südliche Ostsee von einem raschen Meeresspiegelanstieg auf Werte bis -2 m NN gekennzeichnet (Abb. 9). Dieses Niveau wurde um 4000 BC cal erreicht (JANKE & LAMPE 2000).

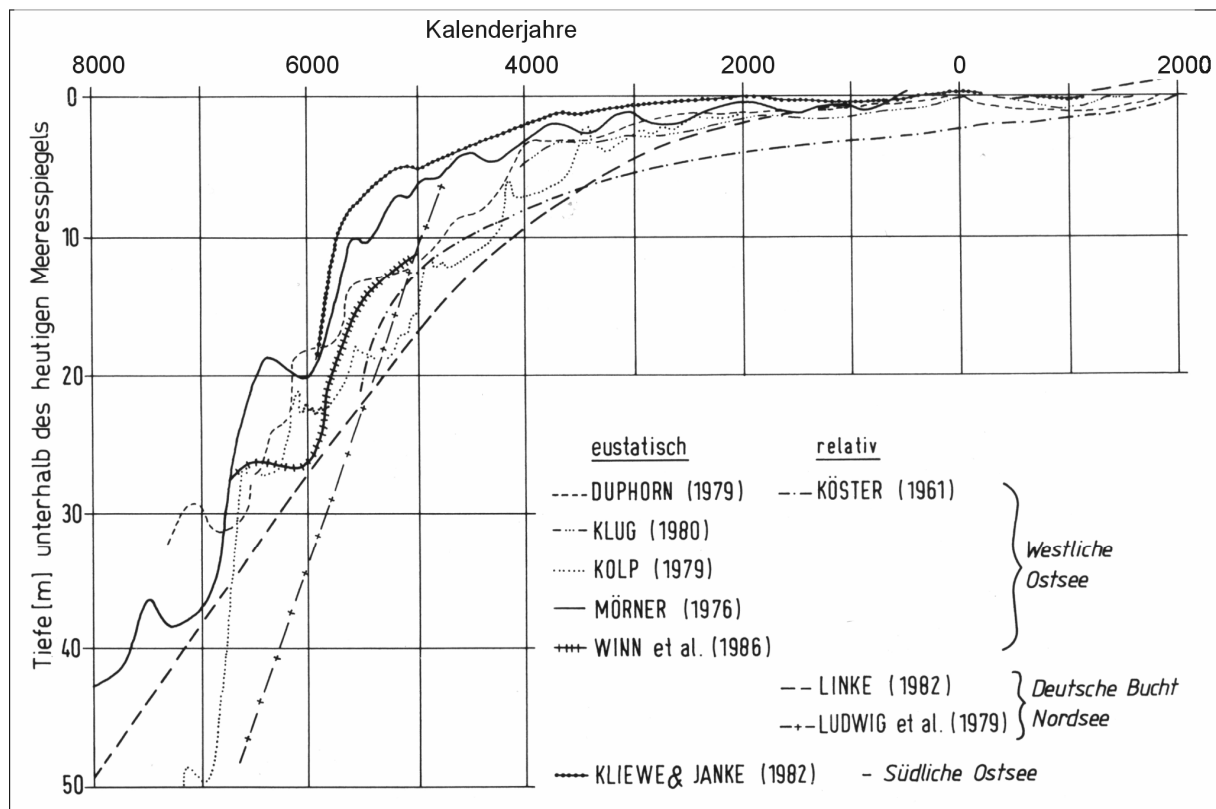


Abb. 9: Ausgewählte Kurven des postglazialen Meeresspiegelanstiegs aus dem Bereich der westlichen und südlichen Ostsee und der Deutschen Bucht nach DUPHORN et al. (1995).

Mit dem postglazialen Meeresspiegelanstieg in der südlichen und südwestlichen Ostsee haben sich zahlreiche Autoren befasst (u. a. SCHMITZ 1953; KÖSTER 1961; DUPHORN 1979; ERNST 1974; KLUG 1980; KLIEWE & JANKE 1982; KOLP 1986; WINN et al. 1986; SCHUMACHER & BAYERL 1997; JANKE & LAMPE 2000; LAMPE & JANKE 2002; vgl. Abb. 9). Die Unterschiede zwischen den einzelnen Kurven werden auf regionale Besonderheiten zurückgeführt. Zu diesen zählen unterschiedliche Werte isostatischer, tektonischer und halokinetischer Bewegungen. Auch die ungleiche Berücksichtigung der Sedimentkompaktion und unterschiedliche Datierungsmethoden können abweichende Ergebnisse hervorrufen.

Im Zuge der Litorina-Transgression geriet auch der talartige Einschnitt der Grube-Wesseker Niederung in den Einflussbereich der Ostsee. Nach SEIFERT (1963) lagerten sich die ältesten marinen Sedimente im Bereich der Niederung zwischen 6000 und 5500 BC cal bei einem Meeresspiegel von -14 bis -13 m NN ab. Weitere Anhaltspunkte zum Verlauf der postglazialen Transgression in der Niederung lieferten archäologische Untersuchungen steinzeitlicher Küstensiedlungen (SCHÜTRUPF 1972; MEURERS-BALKE 1983; HOIKA 1987; HARTZ & HOFFMANN-WIECK 2000; zusammengefasst in LABES 2002; vgl. Abb. 10).

Die Ostsee drang von der Hohwachter und der Mecklenburger Bucht in das glaziale Tal ein. Es bildete sich ein westlicher Meeresarm zwischen Weißenhaus und Oldenburg und ein östlicher zwischen Dahme und Göhl (Abb. 11). Eine durchgehende Verbindung zwischen der Hohwachter und Mecklenburger Bucht vergleichbar mit dem rezenten Fehmarn-Sund (vgl. Kap. 3.1, Abb. 1) gab es nicht (SEIFERT 1963).

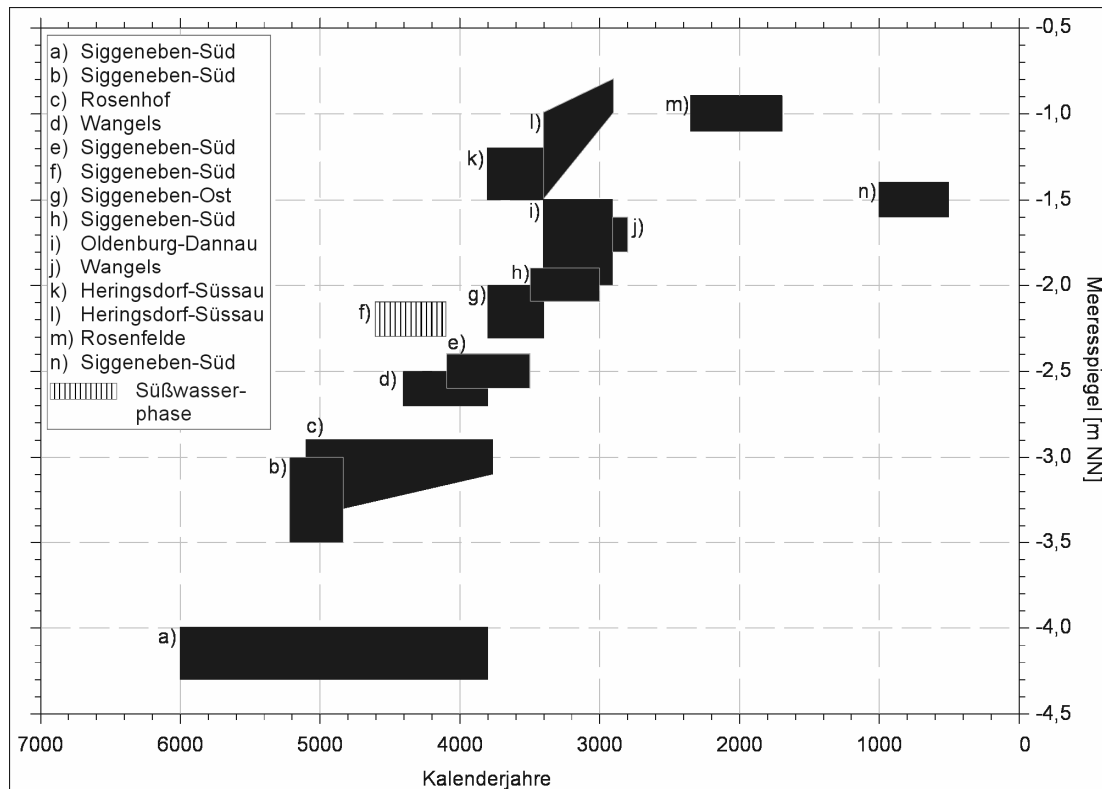


Abb. 10: Ufermarken und Wasserstandsrekonstruktionen aus der Grube-Wesseker Niederung (Oldenburger Graben) nach LABES (2002), verändert.

In den beiden Förden lagerten sich mächtige Abfolgen von Ostseeschlick, in den Mündungsbereichen auch marine Sande ab (Abb. 11). Die Bildung von Strandwällen, die die Förden sukzessiv von der offenen Ostsee abschnürten, setzte nach SCHWARZER (1996) und BAERENS (2003) in der südwestlichen Ostsee erst mit dem Abklingen des raschen Meeresspiegelanstiegs um 4000 BC cal ein. Das Material zum Aufbau der Riffsand- und Strandwallsysteme stammt nach SEIFERT (1963) bei Weißenhaus überwiegend aus südlicher Richtung, zwischen Dahme und Rosenfelde hingegen aus nördlicher Richtung. Die dieser Einschätzung zugrunde liegenden Bohrungen aus dem Bereich der Strandwallsysteme wurden allerdings in den wenigsten Fällen bis auf den pleistozänen Untergrund abgeteuft.

Die marine Phase endet nach SEIFERT (1963) in der westlichen Förde abrupt um 2000 BC cal bei einem Meeresspiegel von -2 m NN. Nach HOIKA (1987) datiert das Ende der mittelneolithischen Besiedlung bei Dannau (um 2900 BC cal) den Abschluss der westlichen Förde von der offenen Ostsee bei einem Meeresspiegel von -1,5 bis -1,0 m NN. HARTZ & HOFFMANN-WIECK (2000) datierten den Übergang von marinen zu limnischen Sedimentationsbedingungen in der westlichen Niederung auf 2900/2800 BC cal. Im östlichen Abschnitt der Niederung erbohrte SEIFERT (1963) geringmächtige, eine Verbrackung anzeigende Ablagerungen innerhalb der marinen Sedimentabfolgen und schloss auf einen vorübergehenden Abschluss des Meeresarmes von der Ostsee oder eine Stagnation des Meeresspiegelanstiegs um 2000 BC cal. Der endgültige Übergang zu limnischer Sedimentation erfolgte schlagartig um 1800 BC cal. MEURERS-BALKE (1983) postulierte dagegen für die östliche Niederung eine um 300 Jahre längere marine Phase bis zu einem Meeresspiegel von -1,5 m NN.

In den abgetrennten und nur noch durch schmale Abflüsse mit der Ostsee verbundenen Seeflächen lagerten sich limnische Kalk- und Detritusmudden ab. Kurz vor Christi Geburt gewannen Verlandungstendenzen die Oberhand (SEIFERT 1963). Der endgültigen natürlichen Verlandung der Seen wurde in weiten Teilen der Niederung durch die künstliche Entwässerung zuvor gekommen (Kap. 3.5).

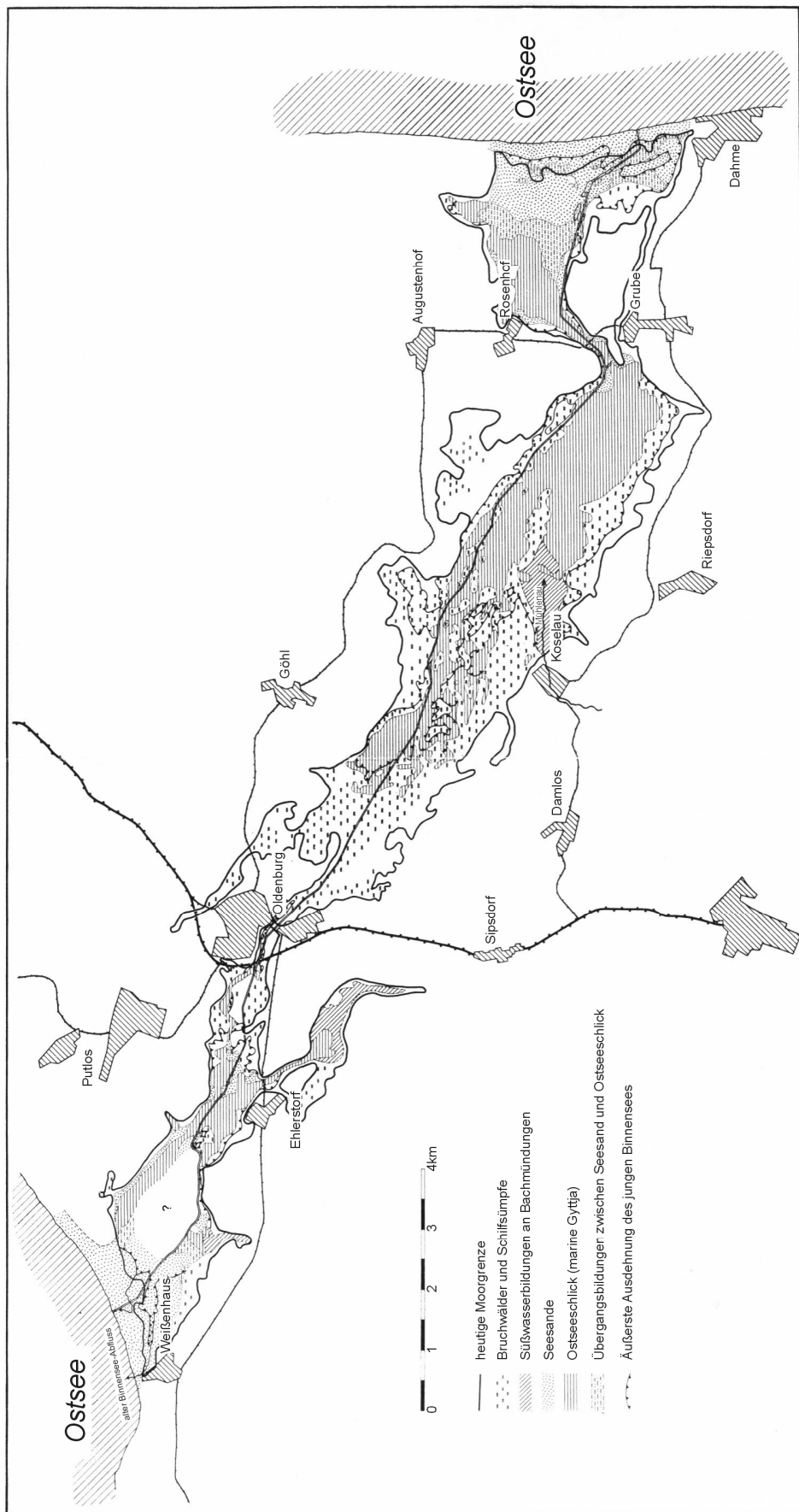


Abb. 11: Landschaftsbild der Grube-Weseker Niederung (Oldenburger Graben) während der maximalen Ausdehnung der Ostseeförden um 2000 BC cal nach SEIFERT (1963), verändert.

4.5 Archäologische Untersuchungen in der Grube-Wesseker Niederung

An 20 Fundplätzen innerhalb der Niederung wurden archäologische Ausgrabungen durchgeführt. Im Bereich der steinzeitlichen Siedlungsplätze lag ein Schwerpunkt insbesondere in der Erforschung der ältesten Landwirtschaft in Schleswig-Holstein. In Folgendem werden die wichtigsten Siedlungsplätze vorgestellt (Abb. 12).

Auf einer halbinselförmigen ehemaligen Landzunge, die sich südöstlich an den Jarbock-Hügel in der Dahmer Bucht anschließt (vgl. Kap. 3.2), wurden der Siedlungsbereich und die Uferzone des Fundplatzes Rosenfelde (Grube LA 83; LA=Landesaufnahme-Nr.) untersucht. Die hier nachgewiesene akeraische Phase der Ertebøllekultur datiert in die Zeit um 4900/4800 BC cal. Der Platz ist als eine temporär genutzte Fischfangstation zu deuten (HARTZ 2004).

Am Ost- und Südostrand des Jarbock-Hügels in der Dahmer Bucht wurden die subaquatisch abgelagerte Abfallzone und das Areal einer ertebøllezeitlich/frühneolithischen Siedlung untersucht (Fundplatz Rosenhof, Grube LA 58; SCHWABEDISSEN 1972; HARTZ 1999; HARTZ et al. 2004, HARTZ 2004). Bei den älteren Ausgrabungen wurde ein Besiedlungszeitraum zwischen ca. 5000 und 4000 BC cal postuliert (MEURERS-BALKE & WENIGER 1994; HARTZ 1999). Nach neueren Ergebnissen (HARTZ et al. 2004) handelte es sich bei den datierten Hölzern und Holzkohlen um angeschwemmtes älteres Material. Die Hauptbesiedlungszeit der vermutlich ganzjährig genutzten Basisstation lag nach neueren Datierungen von verkohlten Gefäßkrusten und Geweihartefakten zwischen 4700 und 4300 BC cal (HARTZ 2004). Die ältesten Hausrindknochen konnten in die Zeit um 4700/4600 BC cal datiert werden (HARTZ et al. 2000).

Der Fundplatz Kleinwessek/Wangels (Wangels LA 505) liegt am östlichen Ausläufer der Weißenhäuser Bucht im Bereich einer sandigen Kuppe innerhalb der Niederungsfläche. Es konnten zwei Besiedlungsphasen nachgewiesen werden (HARTZ & HOFFMANN-WIECK 2000). Die ältere Siedlung datiert in die Spätphase der Ertebøllekultur zwischen 4300 und 4100 BC cal und in die frühe Trichterbecherkultur zwischen 4100 und 3800 BC cal. Eine Siedlungskontinuität ist wahrscheinlich (HARTZ 2004). Am Fundplatz konnten Nachweise für die älteste Landwirtschaft in Schleswig-Holstein erbracht werden (HARTZ 1997/98; HARTZ et al. 2004).

Nördlich des Jarbock-Hügels wurde am Rand der Niederungsfläche der Dahmer Bucht der Uferbereich einer frühneolithischen Siedlung untersucht (Siggeneben-Süd, Grube LA 12a), deren Besiedlungszeitraum in die Trichterbecherkultur zwischen 4100 und 3500 BC cal fällt (MEURERS-BALKE 1983).

Zwischen Kleinwessek und Oldenburg liegen südlich von Dannau im Bereich von sandigen Kuppen innerhalb der Niederung die Fundplätze Oldenburg LA 77, 191 und 192 (HOIKA 1987). Untersucht wurden hier ehemalige Siedlungs- und Uferbereiche aus dem Mittelneolithikum. Die Hauptbesiedlungszeit der Plätze, an denen auch Reste von Häusern und Pflugspuren nachgewiesen wurden, fällt in die Zeit zwischen 3400 und 2900 BC cal.

Die jüngere Besiedlung des Fundplatzes Kleinwessek (Wangels LA 505) datiert in das Mittelneolithikum um 2900/2800 BC cal. Bei den Ausgrabungen wurde sowohl die subaquatisch abgelagerten Abfallzone als auch das Wohnplatzareal erfasst.

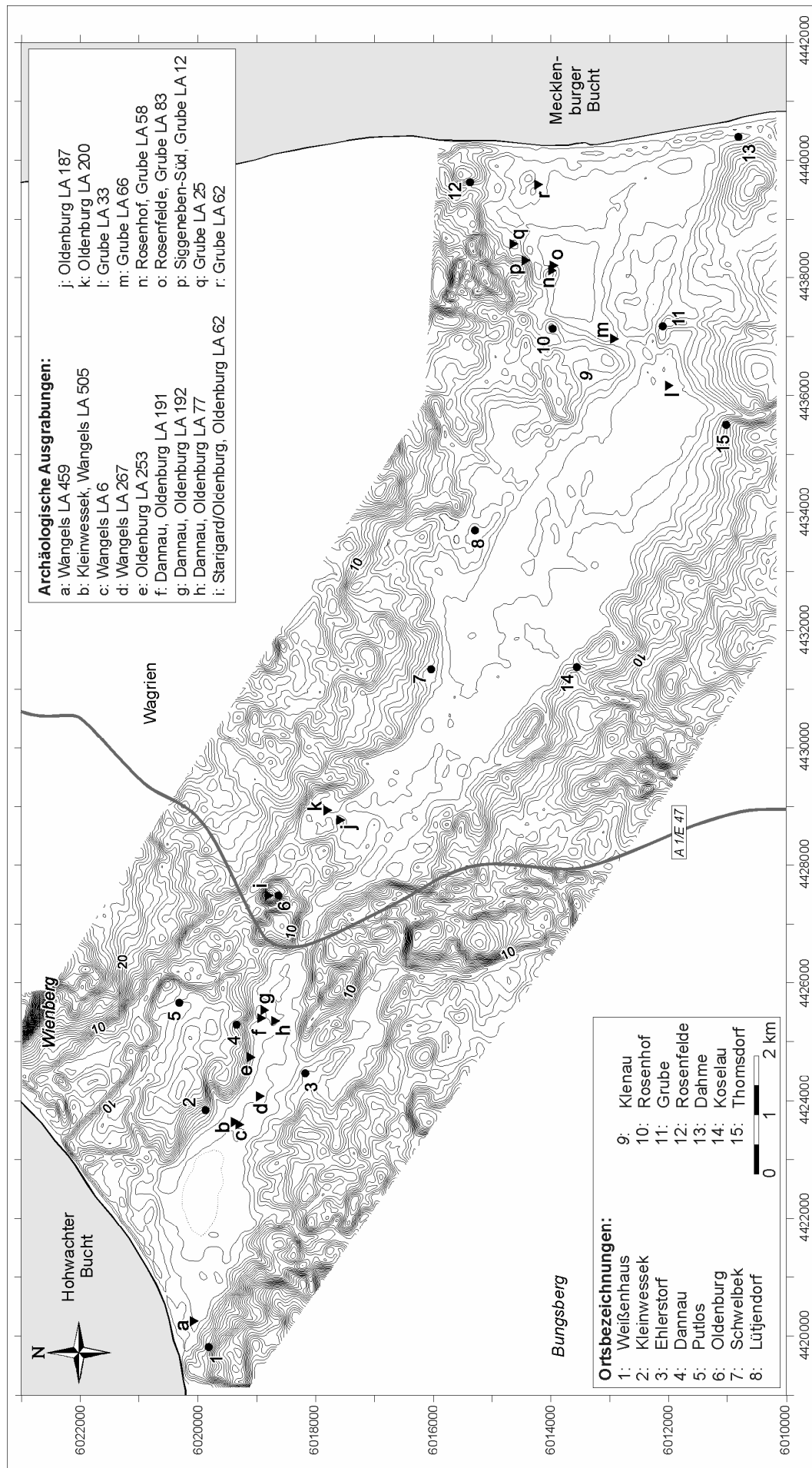


Abb. 12: Lage archäologischer Ausgrabungen in der Grube-Wesseker Niederung (Oldenburger Graben).



Abb. 13: Beispiele von Artefakten aus steinzeitlichen Siedlungs- und Abfallschichten des Oldenburger Grabens (1: Scheibenbeile; 2: Klingen; 3: Aalstecher (Rekonstruktion); 4: Keramik- und Knochenhaltung in organischen Sedimenten; 5: Geweihaxt (T-Axt).

Ein wesentlich jüngerer wichtiger Fundplatz liegt mit dem Burgwall von Starigard (Oldenburg LA 62) außerhalb der Niederungsfläche im Stadtgebiet von Oldenburg. Zu Beginn des 9. nachchristlichen Jahrhunderts wurde Starigard für etwa 200 Jahre als slawischer Hauptfürstensitz zu einer bedeutenden Handelsstadt im Ostseeraum (MÜLLER-WILLE 1991). Der in diesem Kontext von Adam von Bremen (zitiert nach KOGLIN 1983) erwähnte Hafen von Starigard/Oldenburg konnte bisher nicht lokalisiert werden.

5. Material, Methoden und stratigraphische Grundlagen

5.1 Geländearbeiten

5.1.1 Handbohrungen

Die Kartierung der lithologischen Einheiten erfolgte an Land in erster Linie mittels manueller Bohrstocksondierungen.

Bei diesem Verfahren wird eine 1 m lange und im Durchmesser 22 mm breite Schlitzstange mit einem Kunststoffhammer oder einem mechanischen Bohrhämmer in das Sediment getrieben. Nach mehrmaligem Rotieren wird die Sondierstange gezogen. Die in der Nut verbleibenden Sedimente werden mittels Fingerprobe angesprochen und anhand des Symbolschlüssels „Geologie“ des Geologischen Landesamtes Schleswig-Holstein (BRESSAU 1972) in Schichtenverzeichnisse aufgenommen. Diese beinhalten die Parameter Petrographie, Farbe, Konsistenz, Lagerung, Gefüge, Genese und Stratigraphie der verschiedenen Sedimente. Mit Hilfe schwachprozentiger Salzsäure wird der Kalkgehalt semiquantitativ nachgewiesen. Die Teufe von Schichtgrenzen wird mittels Zollstock bestimmt. Zwischen den Bohrpunkten werden die Grenzen einzelner lithologischer Einheiten interpoliert. Das Bohrgestänge kann mittels einfacher Rundstangen um jeweils einen Meter verlängert werden, um in größere Teufen vorzudringen.

Bohrstocksondierungen sind gegenüber Kernbohrungen mit geringem finanziellem und logistischem Aufwand auch bei fehlender Infrastruktur durchführbar. Bei größeren Bohrteufen bzw. bestimmten Sedimentabfolgen sind die Ergebnisse jedoch kritisch zu betrachten, da das in der Nut verbleibende Material nicht zwangsläufig die Sedimentabfolge im Untergrund abbilden muss. Wasserführende Sande können beim Ziehen der Sonde aus der Nut fließen und durch hangendes Material ersetzt werden. Abfolgen von bindigen und weichen Sedimenten stellen ebenfalls potentielle Fehlerquellen dar, da ein weiches Sediment ein bindiges nicht mehr aus der Nut verdrängen kann. Bei weichen Sedimenten ist zu beachten, dass diese durch das Bohrverfahren komprimiert werden und die Teufen von Schichtgrenzen korrigiert werden müssen. Auf Grund dieser möglichen Fehlerquellen wurden Handbohrungen nicht zur Gewinnung von Probenmaterial für ¹⁴C-Datierungen eingesetzt.

Insgesamt wurden im Rahmen des Forschungsprojektes 336 Handbohrungen mit einer Gesamtteufe von 1768 m entlang von Profillinien senkrecht zum Streichen der Niederung und im Umfeld archäologischer Fundplätze abgeteuft (Anh. 2).

5.1.2 Sedimentologische und stratigraphische Untersuchungen an archäologischen Grabungsschnitten

Oberirdische Aufschlüsse sind in der Niederung des Oldenburger Grabens selten und beschränken sich an den Rändern von Entwässerungsgräben auf die hangenden Dezimeter der Sedimentabfolge. Archäologische Grabungs- und Suchschnitte stellen daher wertvolle künstliche Aufschlüsse dar, in denen meist mehrere Meter mächtige Sedimentabfolgen aufgeschlossen sind. Diese Aufschlüsse ermöglichen detaillierte Sedimentanalysen in räumlich eng gefassten Bereichen. Insbesondere lassen sich Sedimentgrenzen und laterale Veränderungen lithologischer Einheiten eingehend untersuchen.

Ausgrabungen im Bereich steinzeitlicher Küstensiedlungen erfassen meist auch ehemalige Ufer- und Flachwasserbereiche. In diesen durch wechselnde Wasserstände und Wellenschlag ehemals dynamischen Bereichen ermöglichen kleinräumige Änderungen der Sedimente Aussagen zu genetischen Prozessen, die durch Bohrstock-Kartierungen nicht erbracht werden können. In den Ufersedimenten sind zudem wichtige Anhaltspunkte zum postglazialen Meeresspiegelanstieg erhalten.

Im Rahmen der Geländearbeit wurden die Grabungs- und Suchschnitte der Fund- und Siedlungsplätze Wangels LA 505 (Kleinwessek) Grube LA 33 (Grube), LA 58 (Rosenhof) und LA 83 (Rosenhof/Rosenfelde) detailliert auf geoarchäologisch relevante Fragestellungen untersucht. Die Ausgrabungen wurden vom Archäologischen Landesamt Schleswig-Holstein (Schleswig) durchgeführt.

5.1.3 Kernbohrungen

Im Herbst 1998 wurden drei durch das Landesamt für Natur- und Umwelt des Landes Schleswig-Holstein (LANU Flintbek) finanzierte Kernbohrungen im Bereich Kleinwessek/Dannau von der Firma Molsner (Kiel) abgeteuft. Bei dem Bohrverfahren mit der sog. Molsner-Sonde zeigte sich, dass stark wasserhaltige Sande im Liegenden von Weichsedimenten die Gewinnung ungestörter Sedimentproben unmöglich machten. Daher wurden zur Entnahme von aussagekräftigen und datierbaren Sedimentproben vier Kernbohrungen im Trockenkern-Bohrverfahren von der Firma Ivers Brunnenbau GmbH (Rendsburg) abgeteuft. Probleme mit den hydrogeologischen Bedingungen traten dabei nicht auf.

Bei der Trockenkernbohrung wird ein Kernrohr, in das ein Kunststoffliner von 1 m Länge und 100 mm Durchmesser eingeführt wird, in den Untergrund gerammt. Nach einem Bohrfortschritt von 1 m wird um das Kernrohr ein weiteres Metallrohr mit einem Durchmesser von 200 mm hydraulisch in den Boden gedreht. Auf diese Weise wird ein Einstürzen der Bohrlochwände verhindert. Erst nach dem Ausbau der Bohrung wird das Kernrohr gezogen. Nach Abnahme der Bohrkrone wird der gefüllte Kunststoffliner entnommen, beschriftet und wasserdicht versiegelt. Vor dem Ansetzen des nächsten Meters wird das Bohrloch von möglichem Nachfall befreit. Auf diese Weise wird die Bohrung stets exakt in der zuvor erreichten Teufe fortgesetzt.

Insgesamt wurden vier Kernbohrungen abgeteuft und Sedimentkerne mit einer Gesamtlänge von 58 m gewonnen (Kap. 8, Abb. 17 und Anh. 2). Die Festlegung der Kernpositionen für die Trockenkern-Bohrungen erfolgte nach der Auswertung der Bohrstocksondierungen. Zur umfassenden Rekonstruktion der Entwicklung der Grube-Wesseker Niederung wurden alle stratigraphisch bedeutsamen lithologischen Einheiten sowie Transgressionskontakte in unterschiedlichen Teufen erfasst.

5.1.4 Georadar

Zur Lösung spezieller geoarchäologischer Fragestellungen wurde die geologische Kartierung durch geophysikalische Messungen mit einem Georadar ergänzt. Die Untersuchungen wurden in Zusammenarbeit mit dem Institut für Geowissenschaften der CAU Kiel, Abt. Geophysik und dem LANU durchgeführt. Mit Hilfe eines Georadars wurden im Umfeld der Ausgrabungen Kleinwessek und Rosenhof insgesamt 23 Profile aufgenommen. Neben der kontinuierlichen Aufzeichnung von Schichtgrenzen außerhalb von Grabungsschnitten dienten die Messungen auch der möglichen Identifizierung von archäologisch bedeutsamen Sedimentkomplexen wie Torfen oder Kulturschichten.

5.1.5 Hydroakustik

Die seewärtige Verlängerung der Niederung in die Hohwachter Bucht im Westen und in die Mecklenburger Bucht im Osten wurde mit Hilfe hydroakustischer Messungen erfasst. Die Aufnahme der Profile erfolgte mit einem Boomer der Firma EG&G (Frequenzspektrum 0,7 bis 15 kHz). Mit diesem Verfahren wurden mit dem Forschungsschiff „Poseidon“ im Bereich der Hohwachter Bucht insgesamt 16 flachseismische Profile über eine Gesamtstrecke von 72 sm aufgenommen. In der Mecklenburger Bucht verteilt sich die Profilstrecke von 53 sm auf 9 Profile (Anh. 3).

5.2 Laboruntersuchungen

5.2.1 Bearbeitung der Sedimentkerne

Vor dem Öffnen der Kernliner wurden die physikalischen Eigenschaften Feuchtdichte und magnetische Suszeptibilität der Sedimente am Kernlogger des GEOMAR Forschungszentrums mit einem Abstand von 2 cm gemessen. Um den Einfluss des Liner-Materials auf die Messung der Feuchtdichte zu berücksichtigen, wurden Kalibrierungsmessungen an Eichkörpern durchgeführt, die aus dem gleichen Linermaterial bestehen. Eine Kalibrierung der Daten zur magnetischen Suszeptibilität erfolgte nicht.

Nach dem Öffnen der Kernliner im Kernlabor erfolgte zunächst eine detaillierte Ansprache der Sedimente. Die durch das mechanische Bohrverfahren bedingte Komprimierung der Sedimente wurde bei der Bestimmung der Teufen von Schichtgrenzen berücksichtigt.

Die Kernsegmente wurden mit einer Digitalkamera fotografiert. Aus den unterschiedlichen lithologischen Einheiten wurden insbesondere im Bereich von Schichtgrenzen Proben organischen Materials für ^{14}C -Datierungen entnommen. Zusätzlich wurden jeweils 10 cm oberhalb und unterhalb der ^{14}C -Probe Sedimentproben für Pollenanalysen gewonnen.

Zur Erfassung der Feinstrukturen der unterschiedlichen lithologischen Einheiten wurden in ausgewählten Teufen Radiographien vom Kernmaterial erstellt. Für die Röntgenaufnahmen wurden 5 mm dicke Sedimentscheiben senkrecht zur Eindringrichtung der Kernbohrung entnommen.

5.2.2 Radiokarbon-Datierungen

Insgesamt wurden 30 AMS-Datierungen im Leibniz Labor für Altersbestimmung und Isotopenforschung der Universität Kiel durchgeführt. Die Kalibrierung der ^{14}C -Daten wurde mit dem Programm OxCal Vers. 2.18 durchgeführt. Je nach Probenmaterial wurde die Standardkurve (Intcal98) oder die Kurve für marine Proben (Marine98) verwendet.

5.2.3 Pollenanalysen

Die Kombination von ^{14}C -Daten und Pollenanalysen gewährleistet eine zuverlässige Datierung und ermöglicht die Übertragung der ^{14}C -Daten auf weitere Pollenprofile der Umgebung. Die Aufbereitung, Auszählung und Auswertung der Pollenproben erfolgte im Labor für Archäobotanik am Institut für Ur- und Frühgeschichte der Universität Köln. Eine gemeinsame Publikation zur Landschafts- und Vegetationsgeschichte Ostholsteins unter Berücksichtigung zahlreicher bisher unveröffentlichter Pollenanalysen ist in Vorbereitung.

5.2.4 Lumineszenz-Datierung

Für die zeitliche Einordnung der anorganischen Sedimente an der Basis des Kerns OBG 163 (Schwelbek) wurde eine Lumineszenz-Datierung im Nordic Laboratory for Luminescence Dating der Universität Aarhus durchgeführt.

5.3 Auswertung von Fremdbohrungen

Neben den eigenen Bohrungen wurden im Rahmen des Projektes die Sedimentabfolgen von 6283 weiteren Hand- und 15 Kernbohrungen berücksichtigt, die in der Grube-Wesseker Niederung abgeteuft wurden (Anh. 4).

5524 Handbohrungen wurden im Rahmen eines Moorgutachtens zur Niederung des Oldenburger Grabens vom Geologischen Landesamt Schleswig-Holstein (Kiel) in den 1950er und 1960er Jahren abgeteuft (SEIFERT 1957, 1962, 1963). Die Rechts- und Hochwerte

dieser Bohrungen wurden anhand von Bohrpunktkarten digitalisiert. Im Rahmen von Diplomarbeiten am Geologischen Institut der Universität Kiel wurden im Oldenburger Graben sechs geologische Profilkartierungen (BÖKE 1998; BUSS 1998; FINSTERBUSCH 1998; OFFEN 1998; PETERSEN 1998; SIEMENSEN 1998) und eine Flächenkartierung (WULF 1992) durchgeführt. Die Anzahl der Bohrungen dieser Arbeiten beläuft sich auf 315. Weitere 206 Bohrungen wurden in Form von Baugrundgutachten zu Bauprojekten bei Weißenhaus, Oldenburg und Dahme von verschiedenen Ingenieurbüros zur Verfügung gestellt. Von den zahlreichen archäologischen Prospektions-Sondierungen in der Grube-Wesseker Niederung wurden 92 berücksichtigt, die bis auf den pleistozänen Untergrund abgeteuft wurden. 77 Sedimentabfolgen stammen aus dem Archiv des Amtes für ländliche Räume (ALR Kiel) und 69 Bohrungen aus dem des LANU. Während die Bohrungen des ALR hauptsächlich zu Fragen und Bauwerken des Küstenschutzes in Auftrag gegeben wurden, sind im LANU Sondierungen zu verschiedenen Fragestellungen (u. a. Grundwasserprospektion, Moortiefe oder Baugrund) archiviert. An weiteren 11 Positionen im Oldenburger Graben wurden Kernbohrungen zur Erstellung von Pollendiagrammen abgeteuft (TAPFER 1940; VENUS 1965, 2004; AVERDIECK 2004). Der maximale Abstand zweier Bohrungen als Maß für die vorliegende Datendichte liegt bei 50 m.

Die Ansprache der Sedimente kann je nach Bearbeiter voneinander abweichen. Um eine Vergleichbarkeit der verschiedenen Ergebnisse zu erreichen, wurden die Sedimente lithostratigraphischen Einheiten zugeordnet, die im Rahmen der eigenen Sondierungen erarbeitet wurden (vgl. Kap. 6).

5.4 Kartengrundlage, Vermessungsdaten und computergestützte Auswertung

Die Kartierung erfolgte auf der Grundlage der in Anh. 5 zusammengestellten Kartenblätter der TK 5000. Zur Ermittlung der Ansatzhöhen der Bohrpunkte von SEIFERT (1957, 1962, 1963) wurden die Urkarten der TK 5000 aus den 1950er und 1960er Jahren genutzt (Anh. 5).

Die Vermessungsdaten des landfesten Bereichs des Arbeitsgebietes wurden vom Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein (Kiel) zur Verfügung gestellt (ATKIS® Basis-DLM, ©LvermA-SH). Die bathymetrischen Daten stammen vom BSH.

Die Verwaltung der Bohrdaten und die Darstellung von Bohrprofilen erfolgte mit dem Programm TK-Plot der Firma GeoConcept-Systeme (Bremen). Zur Berechnung und Illustration verschiedener Sedimentoberflächen wurde das Programm SURFER® der Firma Golden Software benutzt. Die geologischen Profile und die meisten Abbildungen dieser Arbeit wurden mit CorelDRAW™ und Adobe® Illustrator® erstellt.

5.5 Rekonstruktion des postglazialen Meeresspiegelanstiegs

Zur Rekonstruktion des postglazialen Meeresspiegelanstiegs werden von geologischer Seite insbesondere Untersuchungen und Datierungen von Transgressionskontakten durchgeführt. Die rezente Teufe des Überganges zu marinen Sedimenten in Bohrkernen und Aufschlüssen wird mit dem Niveau des Meeresspiegels zum Zeitpunkt der Transgression in Verbindung gebracht. Es wird davon ausgegangen, dass sich insbesondere Torfe durch Grundwasserrückstau in küstennahen Senken auf dem Niveau des zeitgleichen Meeresspiegels abgelagert haben. Postsedimentäre Prozesse werden in der Regel nicht berücksichtigt.

Archäologische Ausgrabungen im Bereich von Küstensiedlungen und deren ehemaligen Flachwasserbereichen ermöglichen die Rekonstruktion einer Meeresspiegelhöhe zur Besiedlungszeit. Der ehemalige Uferverlauf kann anhand der Verteilung von organischen Resten festgelegt werden, die nur im subaquatisch abgelagerten Bereich einer Fundschicht erhaltungsfähig sind und im terrestrischen Bereich fehlen. Weitere Anhaltspunkte liefern im ehemaligen Flachwasserbereich senkrecht eingeschlagene Pfähle oder Pfosten, die etwa

auf der Höhe des zeitgleichen Meeresspiegels (am Übergang von Wasser zu Luft) abgefault sind. Darüber hinaus sind Siedlungsbefunde oder verwurzelte Baumstubben als Landmarken zu werten, die zum entsprechenden Zeitpunkt auf einem noch nicht überfluteten Niveau gelegen haben müssen.

Da die erfassten Meeresspiegelhöhen mit Bezug auf das Festland angegeben werden, handelt sich stets um relative Angaben (BAERENS 2003). Der anhand dieser Daten rekonstruierte Transgressionsverlauf wird daher als Strandlinienverschiebungskurve bezeichnet. Erst eine Trennung der exogenen und endogenen Komponente der Meeresspiegelschwankungen ermöglicht die Rekonstruktion des klimatisch bedingten eustatischen Meeresspiegelanstiegs als Grundlage für Prognosen der zukünftigen Entwicklung. Zahlreiche Autoren gehen von einem kontinuierlichen eustatischen Meeresspiegelanstieg aus. MÖRNER (1976) rekonstruierte dagegen auf Grund langjähriger Untersuchungen in Südschweden einen oszillierenden eustatischen Anstieg (vgl. Kap. 4.4, Abb. 9).

5.6 Stratigraphische Grundlagen

Die Sedimente des ausgehenden Pleistozäns und das Holozäns können in Norddeutschland anhand der Pollenzonierung nach OVERBECK (1975) stratigraphisch gegliedert werden. Die relativen Alter der Zonengrenzen wurde zuletzt von WIETHOLD (1998) anhand von gewarnten Sedimenten des Belauer Sees (Kreis Plön) und ¹⁴C-Datierungen in absolute Alter konvertiert. Die archäologische Chronologie Schleswig-Holsteins beruht auf der Auswertung von Funden und Befunden und ihrer Datierung. Für Arbeiten im Küsten- und Seebereich werden die Abläufe im späten Pleistozän und im Holozän anhand der Entwicklungsstadien der Ostsee dargestellt. Eine Übersicht zum stratigraphischen Modell, das dieser Arbeit zu Grunde liegt, liefert Tab. 1.

Mit der palynologischen Zonierung nach OVERBECK (1975) werden zum Teil mehrere tausend Jahre andauernde vegetationsgeschichtliche Abschnitte erfasst. Eine feinere palynologische Zonierung ist dank der Überarbeitung der Modelle von IVERSEN (1949, 1973) und TROELS-SMITH (1954) durch KALIS & MEURERS-BALKE (1998, 2001) für das jüngere Atlantikum und das ältere Subboreal möglich. Die Übertragung der Modelle auf die Vegetationsgeschichte Ostholsteins wurde durch zahlreiche Pollendiagramme in Verbindung mit archäologischen Ausgrabungen nachgewiesen. Diese palynologische Phasengliederung bietet auch für geologische Fragestellungen die Möglichkeit einer präzisen zeitlichen Aussage, da die relativen Alter der Phasengrenzen durch die Datierung der Kulturperioden in absolute Alter überführt werden konnten (KALIS & MEURERS-BALKE 2001). Eine Übersicht zu den einzelnen Phasen, ihrer aktuellen absoluten Datierung und ihren palynologischen Merkmalen ist in Tab. 2 zusammengefasst.

Tab. 1: Stratigraphisches Modell des ausgehenden Pleistozäns und des Holozäns nach palynologischen, archäologischen und meeresgeologischen Untersuchungen (nach DUPHORN et al. 1995 und frdl. mdl. Mitt. Dr. S. Hartz)

Kalenderjahre	Pollenzone	Archäologische Epoche	Ostseestadium
1000 AD	XII (Subatlantikum)	Moderne	Mya-Meer (brackisch)
	XI (Subatlantikum)	Frühe Neuzeit	
		Spätmittelalter	
		Hochmittelalter	
		Frühmittelalter (Wikinger-/Slawenzeit)	
0	X (Subatlantikum)	Eisenzeit (Völkerwanderungszeit)	Lymnea-Meer (brackisch)
		Eisenzeit (Römische Kaiserzeit)	
1000 BC	IXb (jüngeres Subboreal)	Eisenzeit (Vorrömische Eisenzeit)	Litorina-Meer (marin/brackisch)
		Bronzezeit	
2000 BC	IXa (älteres Subboreal)	Mittelsteinzeit (Mesolithikum)	
			3000 BC
4000 BC	VIIIa (älteres Atlantikum)		
		5000 BC	VII (Jungboreal)
6000 BC	VI (Altboreal)		
		7000 BC	V (Präboreal)
8000 BC	Späte Altsteinzeit (Spätpaläolithikum)		
		9000 BC	

Tab. 2: Derzeitige Verknüpfung der Vegetations- und Kulturgeschichte Ostholsteins im jüngeren Atlantikum und älteren Subboreal, vereinfacht nach KALIS & MEURERS-BALKE (2001)

Zeitraum [BC cal]	Phase	Palynologische Merkmale (<< Abnahme, >> Zunahme)	Archäologische Stufe(n)
2900 – ?	Iversen 3b	<i>Corylus</i> << <i>Fraxinus</i> , <i>Quercus</i> >>	Mittelneolithikum V
3150 – 2900	Iversen 3a	<u>Maximum <i>Corylus</i></u> Minima <i>Quercus</i> , <i>Betula</i> <i>Alnus</i> <<	
3400 – 3150	Iversen 2b	<i>Quercus</i> , <i>Corylus</i> , <i>Betula</i> << Maxima <i>Alnus</i> , <i>Plantago lanceolata</i> Minima <i>Ulmus</i> , <i>Fraxinus</i> , <i>Tilia</i>	Mittelneolithikum II – IV
3710 – 3400	Iversen 2a	<i>Tilia</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Quercus</i> , <i>Fraxinus</i> << <u><i>Corylus</i>, <i>Alnus</i>, <i>Betula</i></u> >> <i>Pteridium</i> << <i>Plantago lanceolata</i> , Cerealien	Satrup
3900 – 3710	Iversen 1b	<i>Betula</i> , <i>Corylus</i> , <i>Alnus</i> >> <u><i>Fraxinus</i>, <i>Ulmus</i></u> << Cerealien	Siggeneben
4300 – 3900	Iversen 1a	<i>Quercus</i> - <i>Pteridium</i> -Maxima <i>Ulmus</i> << Minima <i>Corylus</i> , Heliophyten Cerealien	Rosenhof
4600 – 4300	Troels-Smith B	<u><i>Fraxinus</i>, <i>Quercus</i></u> >> <i>Ulmus</i> , <i>Hedera</i> << Cerealien	Ellerbek/Ertebølle
Um 5000 – 4600	Troels-Smith A	<i>Fraxinus</i> , <i>Corylus</i> >> <i>Tilia</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Quercus</i> << <i>Plantago major</i> , <i>Rumex</i> , Cerealien	Ellerbek/Ertebølle

6. Lithostratigraphische und fazielle Gliederung der Sedimente der Grube-Wesseker Niederung

Bei 88% der 6616 im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten oder ausgewerteten Hand- und Kernbohrungen wurde die gesamte Abfolge der Sedimente des Spät- und Postglazials durchteuft. An deren Basis stehen in der Niederung des Oldenburger Grabens meist kiesig-sandige bis schluffig-tonige Schmelzwasserablagerungen an. Nur bei 29% der Bohrungen wurde auch die Oberfläche des pleistozänen Tills erfasst. 791 Bohrungen wurden innerhalb der Sedimente des Spät- und Postglazials abgebrochen. Hierbei handelt es sich vorwiegend um Bohrungen, die im Bereich der Dünen- und Strandwall-Landschaften von Weißenhaus und Dahme abgeteuft wurden. Die dort anstehenden sandigen und kiesigen marinen Sedimente wurden nur an wenigen Stellen durchteuft.

Aus der Gesamtbetrachtung der Sedimentabfolgen aller Sondierungen, Kernbohrungen und archäologischen Grabungsschnitte können die Sedimente der Grube-Wesseker Niederung in 7 lithostratigraphische Einheiten unterteilt werden.

6.1 Glaziale Sedimente

6.1.1 Till

Unter Till versteht man gemischtkörnige glaziale Ablagerungen (PIOTROWSKI 1992). Laut Definition der INQUA-Kommission für Genese und Lithologie quartärer Ablagerungen ist Till „ein Sediment, das von Gletschereis transportiert und anschließend ohne bzw. mit nur wenig Sortierung durch Wasser, durch oder vom Gletschereis abgelagert wird“ (DREIMANIS & LUNDQVIST 1984, aus dem Englischen von PIOTROWSKI 1992). Die Bezeichnung „Till“ umfasst die Begriffe „Geschiebemergel“ und „Geschiebelehm“, die den Entkalkungsgrad eines Tills und somit postsedimentäre Vorgänge beschreiben, sowie den Begriff „Moräne“, der sich auf eine Geländeform des Tills bezieht.

Im Arbeitsgebiet wurden zum Till sowohl die kalkhaltigen Geschiebemergel als auch die entkalkten Geschiebelehme gerechnet. Die Zuordnung der Sedimente zu dieser Einheit ist eindeutig, da sich der Till von allen anderen Sedimenten durch sein weit gefasstes Kornspektrum unterscheidet. In der schluffigen Matrix sind als weitere Komponenten Ton, Feinsand bis Grobsand, Feinkies bis Grobkies und Steine eingebettet. Oft finden sich Kreidebröckchen im Bohrgut.

Die Farbe des Tills im Oldenburger Graben ist durch den Karbonat- und Fe^{2+} -Ionengehalt in der Regel grau bis blaugrau, es treten aber auch olive und in entkalkten Abschnitten ockerfarbene Varianten auf. Die Verfärbung ist auf den Verwitterungseinfluss sauerstoffreichen Sickerwassers zurückzuführen, der die Fe^{2+} - zu Fe^{3+} -Ionen aufoxydiert. Dabei bildet sich Goethit (FeOOH). Der Till ist mitteldicht bis dicht gelagert und weist eine plastische bis steife Konsistenz auf. Die Feuchtdichte des Tills in den Kernbohrungen OBG 256 (Ehlerstorf) und 208 (Rosenfelde) liegt zwischen 2,05 und 2,50 g/cm³.

Eine Untergliederung des Tills in Abhängigkeit von seiner Genese (Setz-, Deformations-, Aussmelz- und Fliesstill nach PIOTROWSKI 1992) konnte auf Grund der begrenzten Aufschlussmöglichkeiten der Sondierungen im Arbeitsgebiet nicht vorgenommen werden. Eine Datierung des Tills anhand von Feinkieszählungen war aus gleichem Grund nicht möglich. Arbeiten aus benachbarten Gebieten (SEIFERT 1954; STEPHAN 1994; LUNDERSHAUSEN 1997) legen eine weichselzeitliche Ablagerung nahe.

6.1.2 Glazifluviale und glazilimnische Sedimente

Glazifluviale Sedimente entstehen durch den Transport von supra-, intra-, sub- oder proglazial fließendem Schmelzwasser. Die Ablagerung des transportierten Materials erfolgt

gravitativ in Abhängigkeit von der Fließgeschwindigkeit. Deren Änderung ruft Schichtungsphänomene hervor (HINZE et al. 1989). Im Gegensatz zu Schmelzwassersanden zeichnen sich glazilimnische Sedimente durch Korngrößen im Ton- bis Feinsandbereich aus. Voraussetzung für die Ablagerung ist eine geringe Transportkraft des Schmelzwassers (CATT 1992). Die Ablagerungsräume können supra-, in-, sub- oder proglaziale Seen sein.

Im Arbeitsgebiet wurden stark kalkhaltige schluffige Sande und sandige Kiese als glazifluviale Ablagerungen und feinsandige oder tonige Schluffe als glazilimnische Sedimente angesprochen. Im östlichen Niederungsabschnitt wurden im Zuge der Ausgrabungen am Fundplatz Grube-Rosenfelde LA 83 in basalen Schluffen stellenweise größere Steine mit Durchmessern bis 30 cm aufgefunden, die als Dropstones gedeutet einen Beleg für die glazilimnische Genese des Sedimentes darstellen. Die als glazifluvial und glazilimnisch angesprochenen Sedimente enthalten keine organischen Beimengungen oder Schalenreste. Das Fehlen von Diatomeen (SIEMENSEN 1998) unterstützt neben der stratigraphischen Lage im Hangenden von Till und im Liegenden der Sedimente des Spät- und Postglazials die Ansprache als glaziale Ablagerung.

Die Schmelzwasserablagerungen weisen dem unverwitterten Till ähnliche graue und blaugraue Farbtöne auf. Die Lagerung der Schmelzwasserablagerungen variiert zwischen locker und sehr dicht, die Konsistenz ist in bindigen Abschnitten plastisch. Die Feuchtdichte der in Kernbohrung OBG 208 (Rosenfelde) angetroffenen glazifluvialen und glazilimnischen Sedimente liegt zwischen 2,20 und 2,55 g/cm³.

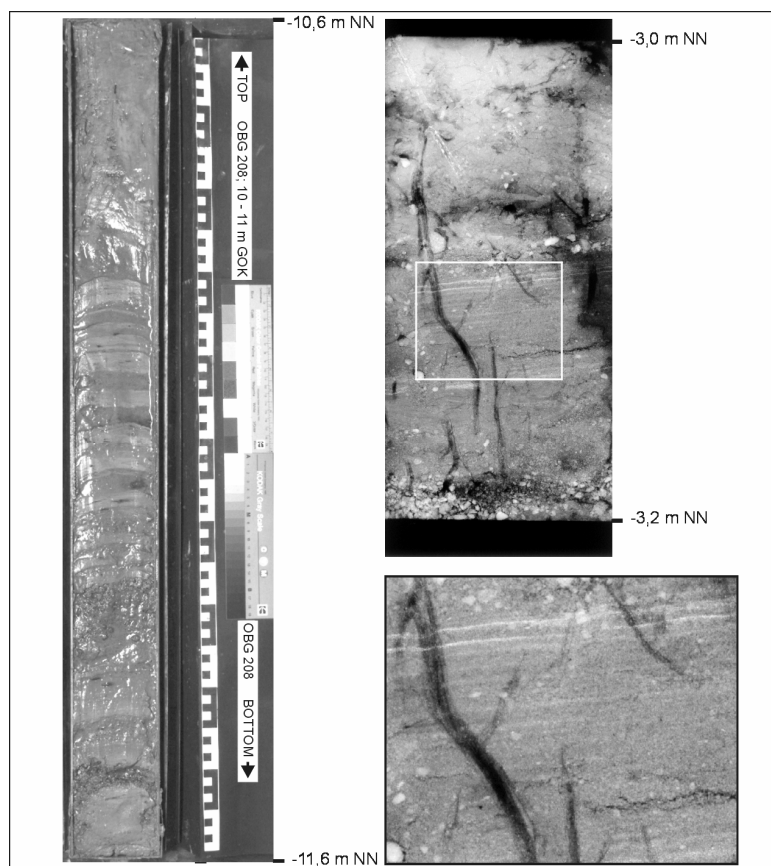


Abb. 14: Beispiele für glazifluviale und glazilimnische Sedimente aus dem Oldenburger Graben. Links: Wechselfolge Sand/Schluff. Rechts: Radiographie und Ausschnittvergrößerung von Schmelzwassersedimenten mit Feinschichtung und sekundärer Durchwurzelung.

Eine Schichtung dieser Einheit ist meist mit dem bloßen Auge nicht zu erkennen. Eine Radiographie der basalen glazifluvialen Ablagerungen aus dem Bereich der Ausgrabung Wangels LA 505 zeigt jedoch, dass die Sedimente z. T. laminationsartig im mm-Bereich

geschichtet sind (Abb. 14). In der Kernbohrung OBG 208 wurde eine in 3-cm-Abständen geschichtete Wechselfolge von Feinsanden und tonigen Schluffen über Till erbohrt (Abb. 14), die als glazilimnisch angesprochen wurde. Eine derartig ausgeprägte Schichtung stellt im Arbeitsgebiet eine Ausnahme dar.

Glazifluviale und glazilimnische Sedimente erreichen maximale Mächtigkeiten von über 21 m zwischen Dannau und Oldenburg (vgl. Kap. 7.1). In den geologischen Übersichtsprofilen (Anh. 6) sind die glazifluvialen und glazilimnischen Sedimente als eine Einheit dargestellt, da sich ihre in der Abfolge häufig variierenden lithologischen Merkmale selten über mehrere Bohrungen verfolgen lassen.

6.2 Sedimente des Spät- und Postglazials

6.2.1 Mudden

In limnischen bis brackischen, stehenden bis langsam fließenden Sedimentationsräumen kann es unter partiellem bis vollständigem Sauerstoffabschluss zur Ablagerung von Mudde kommen. Nach HINZE et al. (1989) ist Mudde als Oberbegriff für die im Süß- und Brackwasser abgelagerten Sedimente Gytja, Sapropel, Faulschlamm und Dy zu benutzen.

In der Grube-Wesseker Niederung können insbesondere Kalk- und Detritusmudden unterschieden werden, wobei auch die Detritusmudden kalkhaltig sein können. Eine weitere Untergliederung erschien auf Grund der eingeschränkten Bestimmungsmöglichkeiten im Gelände nicht sinnvoll. Die fazielle Trennung in limnische und limnisch-brackische Mudden war nur dort möglich, wo an Sedimenten von Kernbohrungen und Grabungsschnitten Pollenanalysen durchgeführt wurden. In den geologischen Profilen (Anh. 6) wurden die Mudden aus Gründen der Übersichtlichkeit als limnische Sedimente zusammengefasst.

Sowohl die Kalk- als auch die Detritusmudden weisen ein tonig-schluffiges bis schwach feinsandiges Kornspektrum und eine weiche bis breiige Konsistenz auf. Die Kalkmudden sind i.d.R. grau bis graugrün oder graubraun gefärbt. Ihr Anteil an organischer Substanz ist gering (Glühverluste <10%, Kap. 8.1, Abb. 17), deshalb werden sie auch als mineralische Mudden bezeichnet. Die Detritusmudden weisen braune und olive Farbtöne auf, die auf einen höheren Anteil an organischer Substanz zurückzuführen sind (organische Mudden, Glühverlust 20 bis 45%, Kap. 8.1, Abb. 17). Die Feuchtdichte der limnischen Mudden im Liegenden von marinen Sedimenten liegt zwischen 1,90 und 2,35 g/cm³, die der limnischen Sedimente der jüngeren Seenphase der Grube-Wesseker Niederung zwischen 1,15 und 2,05 g/cm³.

Mudden liegen im Oldenburger Graben in geschichteten, teilweise laminierten und ungeschichteten Abfolgen vor (Abb. 15). Die in Grabungsschnitten aufgeschlossenen Detritusmudden der jüngeren limnischen Phase enthielten unter anderem Schalen und Schalenreste der Schnecke *Hydrobia spec.* und der Süßwassermuschel *Anodonta cygnea* (Große Teichmuschel, Abb. 15). Innerhalb der Abfolge der Mudden konnten ebenfalls in Grabungsschnitten einzelne Schilllagen mit marinen Schalenresten (*Cerastoderma edule*, Herzmuschel; *Mytilus edulis*, Miesmuschel) dokumentiert werden, die als Sturmlagen zu deuten sind. Der Gehalt an Molluskenschalen in den limnischen Sedimenten ist variabel. In den durch die Kernbohrungen aufgeschlossenen ältesten mineralischen Mudden sind keine Makrofossilien enthalten, in den ältesten organischen Mudden sind sie selten.

Die Sedimente dieser Einheit stehen im Arbeitsgebiet im Hangenden von Till, Schmelzwasserablagerungen, Torfen und marinen Sedimenten sowie im Liegenden von Torfen und marinen Sedimenten an. In der östlichen Niederung bilden Detritusmudden häufig die Basis der Sedimente des Spät- und Postglazials. In diesem Bereich sind sie darüber hinaus stellenweise in marine Sedimente eingeschaltet. Bei den Mudden der jüngeren Seenphase der Niederung handelt es sich vorwiegend um kalkhaltige

Detritusmudden. Sie bilden in den Bereichen der künstlich entwässerten Seebecken die rezente Oberfläche. Diese fruchtbare Auflage ist an vielen Stellen infolge der landwirtschaftlichen Nutzung bereits vollständig aufgearbeitet oder erodiert.

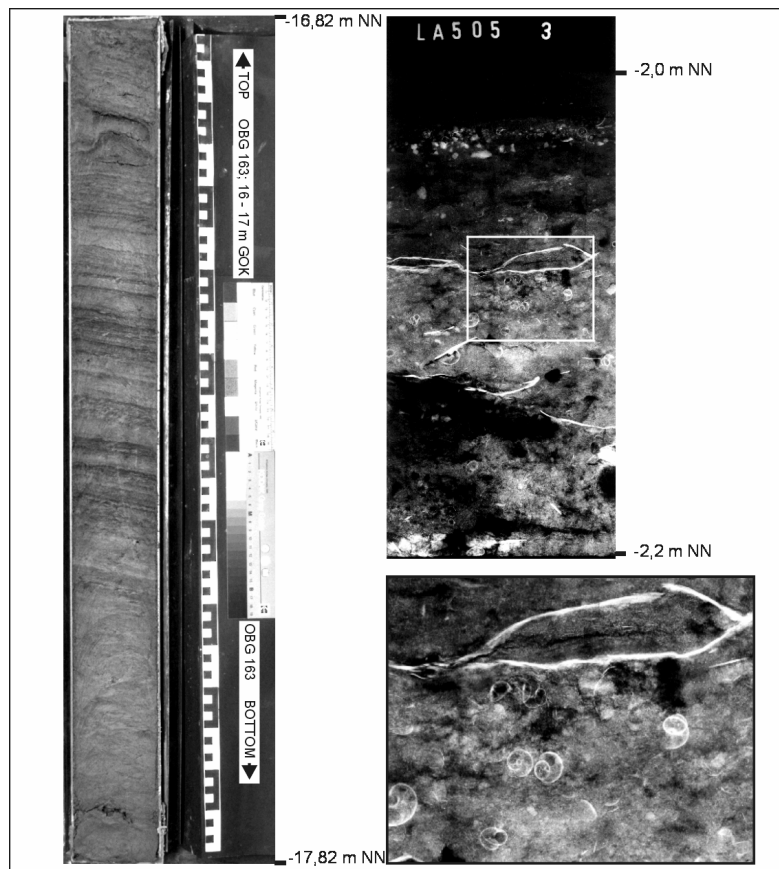


Abb. 15: Beispiele für limnische Mudden aus dem Oldenburger Graben. Links: laminierte Kalk- und Detritusmudde des Spätglazials. Rechts: Radiographie und Ausschnittvergrößerung von Detritusmudde der jüngeren limnischen Phase der Grube-Wesseker Niederung mit Molluskenschalen (u. a. *Anodonta cygnea*).

6.2.2 Torf

In Mooren können hohe Grundwasserstände oder Oberflächenwasser zur unvollständigen Zersetzung von organischer Substanz durch aerobe Mikroorganismen führen (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1989). Steigt der Anteil eines Sedimentes an organischer Substanz auf mehr als 30 Gew.-%, so spricht man von einem Torf.

Im Arbeitsgebiet wurden insbesondere braune bis schwarze Niedermoortorfe, meist Schilf- und Bruchwaldtorfe und deren Übergangsstadien, kartiert. Der hohe Anteil an organischer Substanz spiegelt sich bei Torfen der Kernbohrung Rosenhof in einem Glühverlust von 80 bis 90 % wieder (Kap. 8.1, Abb. 17). Neben reinen Süßwasserbildungen konnten auch Brackwassertorfe in den Kernbohrungen und archäologischen Grabungsschnitten identifiziert werden. Im Bereich des Oldenburger Bruchs stehen stellenweise Hochmoortorfe an. Die Torfe sind locker gelagert und weisen eine weiche bis breiige Konsistenz auf. Die Feuchtdichte schwankt zwischen 1,10 und 1,70 g/cm³. Der Zersetzungsgrad der Torfe variiert von wenig bis sehr stark zersetzt.

Torfe stehen in der Grube-Wesseker Niederung im Hangenden von Till, Schmelzwasserablagerungen, Mudden und marinen Sedimenten sowie im Liegenden von Mudden und marinen Sedimenten an. Teilweise sind sie auch in limnische Sedimente eingeschaltet. In der westlichen Niederung wurden Torfe häufig zwischen glazialen und marinen Sedimenten angetroffen. Als „Basistorfe“ im Sinne von LANGE & MENKE (1967)

sind sie nur dann zu bezeichnen, wenn ihre Genese im Zusammenhang mit dem postglazialen Meeresspiegelanstieg steht. Dieser Zusammenhang ist durch den reinen Geländebefund nicht zu klären. Im westlichen Abschnitt des Zentralen Beckens tritt an die Stelle der basalen Torfe oft eine Abfolge von limnischer Mudde und Torf. Weiter östlich ist der basale Torf meist stark zersetzt bis torfmuddig. An einigen Stellen der Niederung, insbesondere in den Randbereichen und im Übergangsbereich vom westlichen zum östlichen Niederungsabschnitt, wurden reine Torfabfolgen im hangenden der glazialen Sedimente erbohrt. Außerhalb der Bereiche der künstlich entwässerten Seebecken sowie der Strandwall- und Dünenlandschaften bilden Torfe vorwiegend die rezente Oberfläche.

6.2.3 Ostseeschlick

In strömungsarmen Becken und Förden der Ostsee kommt es unterhalb der Wellenbasis zur Ablagerung von Schlick aus der Suspensionsfracht des Wassers. Die Mindestwassertiefe zur Ablagerung von Ostseeschlick beträgt unter Stillwasserbedingungen nach SEIFERT (1963) ca. 0,5 m. Die feinklastische Matrix des Schlicks enthält Tonminerale, Silt und Schluff und eine organische Komponente aus Resten pflanzlicher Organismen, insbesondere des Phytoplanktons. Sandige und tonige Bestandteile treten in Abhängigkeit von der Tiefe und Größe des jeweiligen Beckens oder der jeweiligen Förde auf (DUPHORN et al. 1995).

Der Ostseeschlick im Arbeitsgebiet unterscheidet sich bezüglich der Korngröße kaum von den tonig-schluffigen und schwach bis stark feinsandigen Mudden. Als Unterscheidungsmerkmal im Gelände diene die dunkelgrüne bis dunkelbraun-schwarze Farbe sowie das Auftreten von marinen Mollusken, i.d.R. *Cerastoderma edule* und *Mytilus edulis*. Fehlen diese Schalenreste, so ist die Geländeansprache als Mudde oder Ostseeschlick allein auf Grund der Farbunterschiede nicht immer zweifelsfrei durchführbar.

Bezogen auf den Anteil an organischer Substanz steht der Ostseeschlick mit Glühverlusten um 15% zwischen den Kalk- und den Detritusmudden (Kap. 8.1, Abb. 17). Die Sedimente weisen meist keine Schichtung auf. Die Konsistenz ist weich bis breiig. Die Feuchtdichte liegt zwischen 1,50 und 2,05 g/cm³.

Ostseeschlick steht in der Grube-Wesseker Niederung im Hangenden von Till, Schmelzwasserablagerungen, Mudden, Torfen und marinen Sanden sowie im Liegenden von Mudden, Torfen, marinen Sanden und Strandwallsedimenten an. Innerhalb des Schlicks sind stellenweise Lagen von marinen Sanden eingeschaltet. In der östlichen Niederung wurde die Schlicksedimentation an verschiedenen Stellen kurzzeitig von der Ablagerung einer brackischen Detritusmudde unterbrochen.

6.2.4 Marine Sande

Ausgangsmaterial dieser Einheit bilden die an Steilufern und küstennahen Abrasionsflächen anstehenden glazialen Sedimente. Als weitere Sedimentquelle ist äolischer Eintrag zu berücksichtigen. Unter dem Einfluss von Schwerkraft, Strömungen, Seegang und Brandung erfolgt der meist küstenparallele Transport des Materials vom Liefergebiet in ein Akkumulationsgebiet, das ein energetisch niedrigeres Niveau aufweist.

Als Akkumulationsgebiete sind u. a. Meeresbuchten oder Mündungen von Förden zu nennen, in denen sich das Material auf Grund der Zunahme der Wassertiefe abgelagert. Mit zunehmender Sedimentzufuhr nimmt die Wassertiefe in den Fördemündungen unter Bildung eines Riffsandsockels ab. Durch Brandung und Wellen kann das Sediment erneut umgelagert und über die Mündung hinaus weit in die Förde hinein transportiert werden.

Bei den marinen Sanden der Grube-Wesseker Niederung handelt es sich hauptsächlich um locker gelagerte Mittel- und Feinsande. Lagenweise treten auch Grobsande und schluffige Feinsande auf. Farblich unterscheiden sich die Sande kaum von grauen glazifluvialen

Sanden. Als deutliche Unterscheidungskriterien enthalten die marinen Sande organische Beimengungen oder humose Bänder sowie Schalen oder Schalenreste von *Cerastoderma edule* oder *Mytilus edulis*. Die Feuchtdichte dieser Sedimente liegt zwischen 1,9 und 2,3 g/cm³. Eine Schichtung war im Bohrstock nicht erkennbar. Zwischen den marinen Sanden und Schlickten als lithofazielle Endglieder treten auch Zwischenformen von schlickigen Sanden bzw. sandigen Schlickten auf. Ihre maximale Mächtigkeit erreichen marine Sande mit bis zu 16 m im Bereich der Strandwall-Landschaften von Weißenhaus und Dahme. Innerhalb der Niederung treten sie nur untergeordnet in Bereichen auf, wo glazifluviale Ablagerungen durch marine Abrasion aufgearbeitet wurden.

6.2.5 Strandwälle

Nach ausreichender Aufhöhung des Riffsandsockels werden bei Sturmereignissen Grobsand, Kies und Gerölle als Strandwalledimente aufgesetzt. Dieser Prozess setzt sich in Richtung der jeweiligen Sedimenttransportrichtung fort. Rückwärtig dieser Strandhaken lagern sich in geschützten Lagunen brackische und limnische Sedimente ab. Ein weiterer Anstieg des Meeresspiegels führt zur Rückverlagerung des Systems. Die Lagunensedimente werden dabei überfahren und stehen bis zu ihrer vollständigen Erosion im Flachwasser an (SCHWARZER 1996; JAKOBSEN 1998; SCHROTTKE 2001).

Die grobkörnigen und gerölhaltigen Strandwalledimente sind mit einer Bohrstockkartierung auf Grund der beschränkten Kapazität der Bohrnut nur schwer zu erfassen. Hinzu kommt, dass die meisten der Archivbohrungen im Bereich der Dünen- und Strandwall-Landschaften bereits kurz unter der Geländeoberfläche abgebrochen wurden. In der Kernbohrung OBG 234, die im Bereich der Strandwall-Landschaft von Weißenhaus abgeteuft wurde, konnte hingegen eine Abfolge von 14 Strandwall-Lagen mit dazwischen liegenden marinen Sanden und schlickigen Sanden aufgeschlossen werden (Kap. 8.1, Abb. 17). Die Lagen bestehen aus Grobsand, Kies, Steinen und Geröllen. Vereinzelt enthalten sie Schalenreste von *Cerastoderma edule* oder organische Reste wie Holz oder Holzkohle.

6.3 Kulturschichten und Dünensande

Kulturschichten, die im Bereich von archäologischen Grabungsschnitten aufgeschlossen wurden, konnten auf Grund ihrer Inhomogenität nicht als Einheit beschrieben werden. Ihre stratigraphische Lage innerhalb der oben angeführten Sedimente ist für deren zeitliche Einordnung sowie die Ermittlung von Meeresspiegelhöhen hingegen von besonderer Bedeutung. Die Dünen und Dünensande im Bereich Weißenhaus wurden nicht näher untersucht.

7. Sedimentologischer Aufbau der Grube-Wesseker Niederung und ihrer Fortsetzung in die anschließenden Seegebiete der südwestlichen Ostsee

7.1 Glazialer Untergrund

Als Sedimente des glazialen Untergrundes wurden Till und glazifluviale und glazilimnische Sedimente unterschieden. Da nur 29% aller Bohrungen in der Grube-Wesseker Niederung bis auf den Till abgeteuft wurden, wird die Morphologie der Tilloberfläche in Folgendem anhand von flachseismischen und geologischen Übersichtsprofilen senkrecht zum Streichen der Niederung unter Berücksichtigung der hangenden Schmelzwasserablagerungen beschrieben (Anh. 6). Die Lage der Profile ist Anh. 2 und 4 zu entnehmen.

In der Hohwachter Bucht beginnt sich der Oldenburger Graben in einer Küstenentfernung von 2,4 km als eine Anreihung flacher Depression im Untergrund abzuzeichnen (Anh. 6, Ausschnitt Profil 6). Der als Tilloberfläche der letzten glazialen Überformung angesprochene Reflektor verläuft in Teufen zwischen -16 und -19 m NN. Unterhalb dieser Oberfläche deuten einzelne Reflektoren den Verlauf einer älteren glazialen Oberfläche an. Sie weist ebenfalls Eintiefungen auf, was auf gleichartige formende Prozesse während älterer glazialer Phasen schließen lässt.

Mit Annäherung an die rezente Küste wird der talartige Einschnitt des Oldenburger Grabens deutlicher. Von der Abrasionsfläche vor dem Steilufer von Friederikenhof im Südwesten kommend taucht die Tilloberfläche in einem Winkel von 2,3° (4%) bis auf eine Teufe von -23 m NN nach Nordosten ab (Anh. 6, Ausschnitt Profil 5). Im Zentrum des talartigen Einschnittes verläuft die Tilloberfläche unruhig und weist mindestens drei rinnenartige Abschnitte mit dazwischen liegenden Kuppen auf. Nach Nordosten steigt die Tilloberfläche mit einem Winkel von 3,4° (6%) zum Seegrund an. Die Gesamtbreite des rezent nachweisbaren Taleinschnittes beträgt ca. 0,8 km. Kernbohrungen liegen zu diesem Profil nicht vor. Die Sedimentfüllung ist auf Grund von Internreflexionen in zwei Abschnitte zu untergliedern. Im Hangenden des Tills lagert eine Einheit mit unruhigen und teilweise parallelen Reflektoren. Nach den Ergebnissen aus dem anschließenden landfesten Gebiet handelt es sich um Schmelzwasserablagerungen, die von bis zu 5 m mächtigen Sedimenten des Spät- und Postglazials überlagert sind.

Für den landfesten Abschnitt der Weißenhäuser Bucht ist der Verlauf der Tilloberfläche nur fragmentarisch bekannt. Die Flanken des glazialen Tales fallen mit Winkeln zwischen 2,7 und 3,0° (4,8 und 5,3%) ein (Anh. 6, Profile Weißenhaus und Wesseker/Dannauer See). Im Verlauf des Profils Weißenhaus erreicht die Tilloberfläche mit mehr als -28 m NN ihre maximale Teufe in der Grube-Wesseker Niederung. Mit Ausnahme der Randbereiche wird der Till von bis zu 10 m mächtigen glazifluvialen und glazilimnischen Sedimenten überlagert. Deren Oberfläche zeichnet grob den Verlauf der Tilloberfläche nach.

Mit der schlauchartigen Verengung der Niederung bei Kleinwessek (Kap. 3.2) werden die Talhänge steiler und erreichen Winkel zwischen 5,7 und 21,8° (10,0 und 40,0%). Die Talbasis verläuft zunächst zwischen -15 und -20 m NN. In Richtung Oldenburg zeichnet der Verlauf der Tilloberfläche vier glaziale Rinnen mit unterschiedlichen Teufen zwischen -8 und mehr als -23 m NN nach (Anh. 6, Profile Kleinwessek bis Oldenburg-West). Zwischen den Vertiefungen erheben sich Tillrücken, die bis wenige Meter unter die rezente Oberfläche aufragen. Mit Ausnahme der tiefsten Rinne, die sich markant im Zentralbereich des Tales abzeichnet, weisen sie in ihrem Verlauf kein einheitliches Gefälle auf, was für eine subglaziale Anlage spricht. Auch die steilen Flanken der Rinnen sprechen für eine Ausschürfung durch unter hydrostatischem Druck stehendem subglazialen Schmelzwasser. Die hangenden Schmelzwassersedimente erreichen hier ihre maximale Mächtigkeit im Oldenburger Graben von mehr als 21 m. Über den Rinnen ist ihre Oberfläche häufig eingetieft, während sie über den Tillrücken aufgewölbt ist. Einige der Aufwölbungen ragen bis an die rezente Oberfläche. Die Eintiefung über den Rinnen spricht für eine Konservierung

von Rinnenabschnitten durch Toteisblöcke, die von Schmelzwassersedimenten um- und überlagert wurden. Mit dem Abschmelzen des Toteises sackte die Oberfläche nach.

Im schmalen Oldenburger Kanal konnte die Tilloberfläche im Liegenden der stellenweise bis 14 m mächtigen Schmelzwassersedimente nicht durchgängig erbohrt werden (Anh. 6, Profile Oldenburg-Mitte bis Oldenburg-Ost). Aus dem steilen Einfallen der Talflanken zwischen 7,1 und 14,9° (12,4 und 26,7%) sowie mit der über -10 m NN reichenden Eintiefung der Oberfläche der Schmelzwassersande im Profil Bahnbrücke (Anh. 6), die auch an dieser Stelle auf abschmelzendes Toteis zurückzuführen ist, lässt sich im Vergleich mit den vorhergehenden Profilen auf Teufen zwischen -20 und -30 m NN schließen. Demnach stellt der Oldenburger Kanal eine tiefe subglazial entstandene Rinne dar, die sich nach Westen in die zuvor beschriebenen Rinnen verzweigt.

Im Übergangsbereich zwischen Oldenburger Kanal und Zentralem Becken verläuft das Profil Feuerwehrhain (Anh. 6), dessen nördliche Hälfte den Beginn des nördlich von Oldenburg verlaufenden Nebenarmes der Niederung erfasst (vgl. Kap. 3.2). Zwischen dem Nordarm und der Verlängerung des Oldenburger Kanals liegt eine ausgeprägte Tillkuppe, der sog. „Feuerwehrhain“. Südlich davon zeichnet sich eine um -15 m NN tiefe Rinne ab, deren Flanken mit 2,9° (5,0%) deutlich flacher einfallen als die Flanken im Oldenburger Kanal. Wie im folgenden Kapitel beschrieben wird, steht diese zwar mit der tiefen Kanal-Rinne in Verbindung, stellt aber nicht ihre eigentliche Fortsetzung dar. Die Mächtigkeit der Schmelzwassersedimente im Hangenden des Tills nimmt bis auf wenige Meter ab. Abschnittsweise bildet der Till auf diesem wie auf den folgenden Profilen die Basis der Sedimente des Spät- und Postglazials. Nur im Bereich der Rinne erreichen Schmelzwassersedimente noch eine Mächtigkeit von mehr als 9 m.

Im weiteren Verlauf des Zentralen Beckens fallen die Talhänge des Oldenburger Grabens mit Winkeln zwischen 1,2 und 3,6° (2,0 und 6,3%) deutlich flacher ein als zwischen Weißenhaus und Oldenburg (Anh. 6, Profile Oldenburger Bruch bis Klenau). Die Talsohle verläuft in Teufen um -5 bis -12 m NN auf einem höher liegenden Niveau. Eine Ausnahme stellt die über -23 m NN reichende Eintiefung der Tilloberfläche am Nordrand des Profils Schwelbek (Anh. 6) dar. Die Hänge dieser Vertiefung fallen mit mindestens 8,7° (15,0%) ein. Da die Hohlform nicht mit einer Rinne in Verbindung steht, muss es sich hierbei um ein isoliertes Toteisloch handeln. Rinnenartige Einschnitte in die Tilloberfläche können dagegen in anderen Teilen des Zentralen Beckens nachgewiesen werden. Sie lassen sich nur begrenzt über mehrere Profile verfolgen. Grund dafür kann ein größerer Abstand der Bohrungen sein, die bis auf den Till abgeteuft wurden. Dieses trifft insbesondere für die Profile Quals-Koselau und Quaaler Bruch (Anh. 6) zu, für die ein möglicher Verlauf von Rinnen und dazwischen liegenden Rücken mit dem vorliegenden Bohrraster nicht erfasst werden konnte. Für die übrigen Profile sind mindestens drei, zwischen Schwelbek und Grube sogar vier glaziale Rinnen möglich. Sie sind deutlich flacher als die Rinnen im westlichen Niederungsabschnitt. Ein einheitliches Gefälle ist nicht zu erkennen, so dass auch hier von einer subglazialen Anlage ausgegangen werden kann.

Die Mächtigkeit der Schmelzwasserablagerungen ist im Zentralen Becken geringer als in der westlichen Niederung. Zwischen Oldenburg und Schwelbek überlagern sie den Till mit Mächtigkeiten von 3 bis 5 m, östlich von Schwelbek von 8 bis über 10 m und kurz vor dem Übergang zum Gruber Kanal mit 4 bis 7 m. Die glazifluvialen Sedimente sind in diesem Niederungsabschnitt darüber hinaus feinkörniger. Häufig sind glazilimnische Sedimente eingeschaltet, was dafür spricht, dass das Zentrale Becken zeitweise ein Schmelzwassersee gewesen sein muss. Im Gegensatz zum Westgraben sind die Tillrücken zwischen den Rinnen nicht von Schmelzwassersedimenten bedeckt. Darüber hinaus verläuft die Oberfläche der Schmelzwassersedimente östlich des Profils Schwelbek weitgehend ausgeglichen. Toteisbedingte Eintiefungen treten hier nicht auf.

Im Gruber Kanal und in der Dahmer Bucht verläuft die Oberfläche des eiszeitlichen Tills weitgehend in geringen Teufen um -5 m NN (Anh. 6, Profile Gruber Kanal bis Dahme). Von den Rändern fällt die Tilloberfläche mit Winkeln um 0,5 bis 1,2° (0,9 bis 2,1%) flach ein. Das Profil Gruber Kanal erfasst an seinem südöstlichen Ende den in der Darstellung der Morphologie des Oldenburger Grabens (Kap. 3.2) beschriebenen Nebenarm der Niederung, der im Streichen des Zentralen Beckens in Richtung Dahme verläuft. Möglicherweise ist darin die Fortsetzung einer glazialen Rinne zu sehen. Die Verbindung vom Zentralen Becken zur Dahmer Bucht bildet im Gruber Kanal eine bis -9 m NN reichende Rinne, die sich im Weiteren ohne einheitliches Gefälle bis unter die Strandwälle von Dahme verfolgen lässt. Diese Grube-Dahme Rinne ist nur stellenweise mit glazifluvialen Sedimenten verfüllt. Sie wurde vermutlich subglazial angelegt und diente während und nach dem Abschmelzen der Gletscher als Entwässerungsrinne. Am Nordrand des Profils Rosenhof und im zentralen Abschnitt des Profils Rosenfelde zeichnen sich isolierte Hohlformen ab. Analog zur Eintiefung bei Schwelbek handelt es sich hierbei um Toteislöcher.

Schmelzwassersedimente haben nur einen geringen Anteil am Aufbau des glazialen Untergrundes des Gruber Kanals und der Dahmer Bucht. Auffällig sind drei sandige Hügel, von denen sich zwei über die rezenten Niederungsflächen hinaus erheben. Es sind die im Kap. 3.2 erwähnten ehemaligen Inseln im Gruber See, der „Paasch-Eyler-Platz“ (Profil Gruber Kanal) und der „Jarbock“ (Profil Rosenhof). Bei diesen Hügeln, die der Tilloberfläche aufgesetzt sind, kann es sich nur um Kames handeln. Die glaziofluvialen Sedimente haben sich in Spalten oder Strudellöchern in einem stagnierenden Gletscher abgelagert und gelangten mit dessen Abschmelzen auf die Tilloberfläche. Weitere kameartige Hügel sind aus der Gegend von Klenau außerhalb der Niederungsfläche bekannt.

In dem sich anschließenden submarinen Bereich der Mecklenburger Bucht zeichnet sich in den Seismogrammen eine kuppige Grundmoränenlandschaft ab (Anh. 6, Ausschnitt Profil 50 und 51). Eine direkte Fortsetzung des Oldenburger Grabens wie in der Hohwachter Bucht gibt es nicht. Die holozäne Sedimentbedeckung erreicht Mächtigkeiten von bis zu 4 m, gleicht das pleistozäne Relief jedoch nicht aus.

7.2 Pleistozäne Oberfläche

Als „pleistozäne Oberfläche“ wird im Sinne dieser Arbeit die Basis der Sedimente des Spät- und Postglazials verstanden. Diese Oberfläche besteht, wie im vorhergehenden Kapitel beschrieben, nur stellenweise aus Till, kennzeichnend sind glazifluviale und glazilimnische Sedimente. Sie markiert nicht den Übergang vom Pleistozän zum Holozän, da in der Niederung Mudden spätglazialen Alters anstehen (vgl. Kap. 8). Die Morphologie dieser Oberfläche ist für das Verständnis der nacheiszeitlichen Entwicklung und besonders des Transgressionsgeschehens von entscheidender Bedeutung. Da 88% aller Bohrungen diese Oberfläche erreicht haben, ist eine nahezu flächendeckende und auf NN bezogene Darstellung möglich (Anl. 1).

Der talartige Einschnitt des Oldenburger Grabens beginnt in der Hohwachter Bucht in einer Küstenentfernung von ca. 1,5 km. Die pleistozäne Oberfläche beschreibt eine ca. 1,0 bis 1,3 km breite Senke, die in einem leichten Bogen den gesamten Bereich der Weißenhäuser Bucht einnimmt. Die maximale Teufe der Senke liegt seewärts bei -21 m NN, im Bereich der Weißenhäuser Strandwall-Landschaft bei -24 m NN und in der Weißenhäuser Bucht bei -17 m NN. Im Bereich der Strandwall-Landschaft wurde die Kernbohrung OBG 234 (Weißenhaus) abgeteuft.

Südlich von Kleinwessek tritt an die Stelle der Senke eine ca. 300 m breite und maximal -10 m NN tiefe Rinne, die bei Ehlerstorf von Südosten aus dem Tal der Johannisbek auf die Niederung trifft (vgl. Kap. 3.2). Im Bereich dieser Einmündung wurde die Kernbohrung OBG 256 (Ehlerstorf) abgeteuft. Die Johannisbek-Rinne unterscheidet sich von den tiefer liegenden subglazialen Rinnen, da sie nicht in den Till sondern in Schmelzwassersedimente

eingeschnitten ist. Sie quert den Niederungsbereich und verläuft in einem Bogen in die Weißenhäuser Bucht. Kurz vor der Einmündung in die Weißenhäuser Bucht wird sie südwestlich von einer in mehrere Erhebungen gegliederten sandigen Kuppe flankiert, die sich auch im geologischen Profil Kleinwessek (Anh. 6) und in den Radargrammen vom Siedlungsplatz Kleinwessek (Abb. 16) markant abzeichnet. Ihre Oberfläche erreicht Werte um NN. Auf dieser Sandkuppe liegen die erteiltezeitlich/frühneolithischen und mittelneolithischen Fund- und Siedlungsplätze Wangels LA 6, LA 505 (HARTZ 1997/98), LA 267 und weitere Fundstreuungen (Anl. 1). Zum Südrand der Niederung hin schließen sich drei rundliche Senken an, die als Toteislöcher gedeutet werden können. Möglicherweise sind sie im Nordwesten durch einen spornartigen Sandrücken von der Weißenhäuser Bucht getrennt. Hier ist das Bohrraster jedoch lückenhaft.

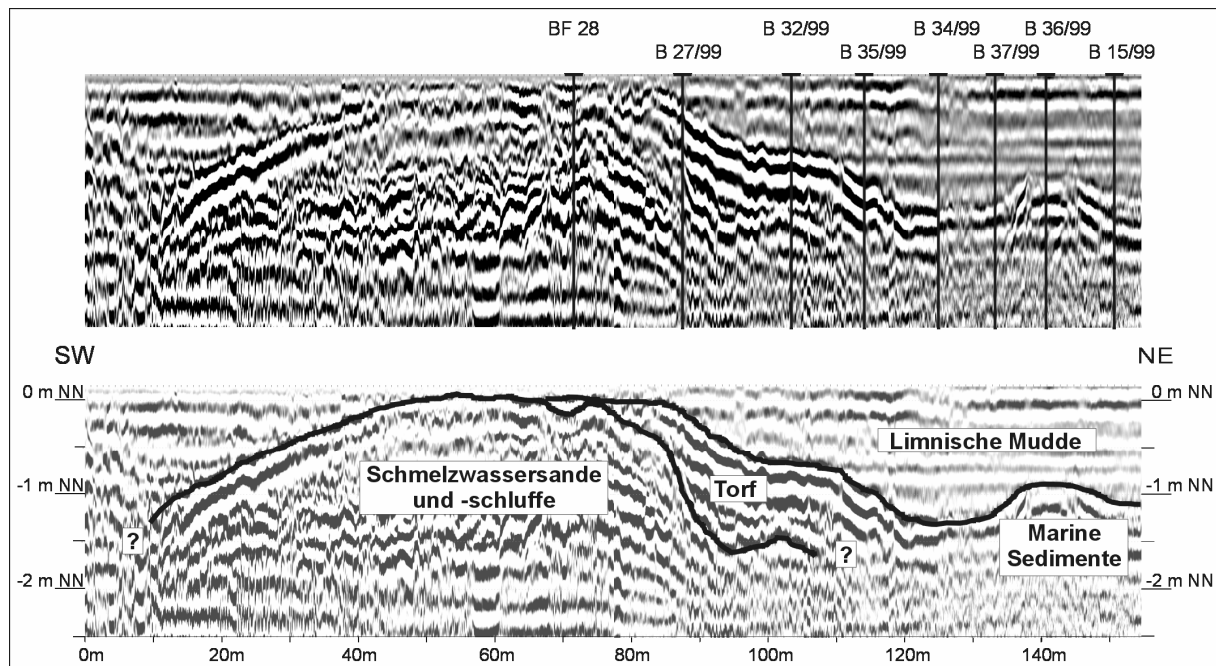


Abb. 16: Radarprofil vom Siedlungsplatz Kleinwessek (Wangels LA 505, LA 6) und Auswertung (mit frdl. Unterstützung Dr. F. Demirel) anhand von Bohrergebnissen.

Östlich der Johannisebek-Rinne zeichnet der Verlauf der pleistozänen Oberfläche zwischen Ehlerstorf und Oldenburg die bei der Beschreibung des glazialen Untergrundes postulierte Toteislandschaft nach (Kap. 7.1). Sandkuppen, deren Oberfläche bis auf Werte über NN ansteigen, wechseln sich mit rundlichen bis ovalen Senken ab, deren Basis bis -11 m NN reichen kann. Die Sandkuppen sind durch die entwässerungsbedingte Setzung der sie umgebenden Weichsedimente (Kap. 3.5) rezent als leichte Erhebungen im Gelände zu erkennen (Kap. 3.2). Von den meisten der Kuppen sind neolithische Siedlungsplätze bekannt (Anl. 1), untersucht wurden bisher aber nur drei (Oldenburg LA 77, LA 191, LA 192; HOIKA 1981, 1987). Südlich von Dannau verbinden sich die Kuppen zu einer schwellenartigen Barriere, die die Niederung vom Nord- zum Südrand durchzieht. Die Kuppen und Senken südlich von Kleinwessek gehören vermutlich zu dieser Eiszerfallslandschaft, die ursprünglich den gesamten Bereich von Kleinwessek bis Oldenburg umfasste. Diese wurde von der Johannisebek-Rinne zerschnitten, die sich demzufolge erst nach dem Abschmelzen der Gletscher bildete, die den Oldenburger Graben letztmalig überprägten. Kurz vor der Verengung zum Oldenburger Kanal laufen die Achsen von drei Toteislöchern auf diesen zu. Da ihre Anlage auf in Rinnenteilen verbliebene Eiskörper zurückzuführen ist, bestätigt sich die Annahme, dass sich die Oldenburger Kanal-Rinne hier nach Westen verzweigt (vgl. Kap. 7.1).

Auch die Oldenburger Kanal-Rinne muss beim Abschmelzen der Gletscher teilweise mit Toteis plombiert gewesen sein. Die Lage der länglichen Eiskörper bildet sich in zahlreichen

bis -10 m NN tiefen Einsenkungen in der Oberfläche der Schmelzwassersedimente deutlich ab. Nach dem Verlauf dieser Senken biegt die subglaziale Rinne sichelförmig nach Süden um und verläuft außerhalb der Niederung in Richtung Lensahn. Ihre Fortsetzung ist in der rezenten Morphologie außerhalb der Niederung kaum noch zu erkennen. Im sichelförmigen Abschnitt trifft von Südosten die sich im geologischen Profil Feuerwehrhain abzeichnende Verbindung zum Zentralen Becken auf die Rinne, die offensichtlich nicht deren eigentliche Fortsetzung darstellt.

Das sich östlich anschließende Zentrale Becken lässt sich anhand der Morphologie der pleistozänen Oberfläche in drei Abschnitte unterteilen. Bis in den Bereich südlich von Lütjendorf zeichnen sich mehrere Hohlformen ab. Die mit einer Länge von 1,6 km und einer Breite von 900 m größte und bis über -23 m NN herabreichende toteisbedingte Eintiefung liegt südlich von Gut Schwelbek am Nordost-Rand einer ausgedehnten Mulde. Im Zentrum dieses Toteisloches wurde die Kernbohrung OBG 163 (Schwelbek) abgeteuft. Auch die übrigen Hohlformen sind als Toteislöcher zu deuten. Südöstlich des Schwelbeker Toteisloches steigt mit der Verbreiterung der Niederung die pleistozäne Oberfläche auf Teufen um -4 bis -5 m NN an und bildet über ca. 5 km eine Hochlage ohne Toteislöcher. Auffälliges morphologisches Element ist ein flacher, bahndammartiger Sandrücken, der sich in Westnordwest-Ostsüdost-Richtung vom Schwienkuhler Bruch mit wenigen Unterbrechungen bis in den Matzenkoog gradlinig verfolgen lässt. Dieser als Oser zu deutende Rücken überragt die umliegenden Schmelzwasserablagerungen um 1 bis 2 m. Offensichtlich lag in diesem Abschnitt über einen längeren Zeitraum stagnierendes Eis, durch das supra-, intra- oder subglazial Schmelzwasser abfloss. Mit der Abnahme der Fließgeschwindigkeit am Ende der Vereisung lagerten sich glazifluviale Sedimente ab, die mit dem Abschmelzen des Eises als Oser auf den glazialen Untergrund gelangten.

Im Anschluss an die Hochlage fällt die pleistozäne Oberfläche zum Gruber Becken wieder leicht ab. In diese Senke münden aus dem Bereich der Hochlage zwei flache rinnenartige Einschnitte, die durch den Ausläufer des Osers voneinander getrennt sind. Diese Rinnen sind wie die Johannesbek-Rinne in glazifluviale und glazilimnische Sedimente eingeschnitten und wurden demzufolge erst nach der letzten glazialen Überprägung des Oldenburger Grabens angelegt. Die südliche Rinne lässt sich bis Koselau und von dort in südsüdwestlicher Richtung auch außerhalb der Niederung zurückverfolgen. Kurz vor dem abrupten Ende des Nordwest-Südost streichenden Verlaufs des Zentralen Beckens mündet bei Thomsdorf von Süden eine weitere Rinne in die Senke, die sich außerhalb der Niederungsflächen als Geländeeinschnitt bis zur Cismarer Niederung zurückverfolgen lässt. Die drei vereinten Rinnen erreichen an dieser Stelle eine Teufe von -6 m NN und biegen nach Nordosten in den Gruber Kanal um.

Im Bereich des Zentralen Beckens sind archäologische Siedlungs- oder Fundplätze selten (Anl. 1). Sie beschränken sich auf die Umgebung des Schwelbeker Toteisloches und den Südostrand des Gruber Beckens. Zwei Fundplätze in der Umgebung des Toteisloches sind möglicherweise spätglazialen Alters (frdl. mdl. Mitt. Dr. S. Hartz). Im Verlauf des Osers ist ein neolithischer Fundplatz und eine mögliche offene slawische Siedlung (BÖTTGER 1949) belegt (Anl. 1). Vom Kame-Hügel „Paasch-Eyler-Platz“ bei Grube sind sowohl steinzeitliche als auch slawische und mittelalterliche Siedlungsreste überliefert.

Die trichterförmige Dahmer Bucht beginnt am Nordost-Ende des Gruber Kanals mit einer über -14 m NN tiefen rundlichen Depression. In diesem Rosenhofer Toteisloch wurde die Kernbohrung Rosenhof 1981 des Instituts für Ur- und Frühgeschichte der Universität Köln abgeteuft, an die die Auswertung der projekteigenen Kerne angelehnt wurde. Weitere flache Senken in der Dahmer Bucht sind ebenfalls als Toteislöcher zu deuten. Die sich im geologischen Profil Rosenfelde (Anh. 6) abzeichnende Senke im zentralen Bereich der Dahmer Bucht wird in Folgendem als Rosenfelder Toteisloch bezeichnet. Hier wurde die Kernbohrung OBG 208 (Rosenfelde) abgeteuft.

Nordöstlich des Rosenhofer Toteisloches schließt sich der als Kame gedeutete Hügel des Jarbocks an, der halbinselartig in die Niederung ragt und von dem intensive Besiedlungsspuren für die Ertebøllekultur und das Frühneolithikum (Grube LA 58, LA 83; SCHWABEDISSEN 1972, 1979; HARTZ et al. 2004) sowie für die Slawenzeit überliefert sind (Anl. 1). Weiter frühneolithische und neolithische Siedlungsplätze liegen am Rand des Gruber Kanals (Grube LA 66) und am Nordrand der Dahmer Bucht (Grube LA 12a, LA 25; MEURERS-BALKE 1983; HOIKA 1975).

Die im vorhergehenden Kapitel erwähnte Grube-Dahme Rinne durchzieht die Dahmer Bucht an deren Südrand. Im Übergangsbereich zur heutigen Ostsee fällt sie bis in Teufen um -13 m NN ab. Östlich des Jarbocks ragt eine schwellenartige Erhebung vom Nordrand in die Bucht hinein, die von der Grube-Dahme Rinne am südlichen Ende durchbrochen wird. Die Oberfläche dieser Siggenebener Schwelle liegt auf einem Niveau von -4 bis -5 m NN. Zwischen dieser Schwelle und der rezenten Küstenlinie liegen drei weitere Kuppen. Südlich des Gutes Rosenfelde überragt eine ausgeprägte, halbinselartige Tillkuppe die rezente Niederungsfläche. Auf dieser Kuppe liegt u. a. der neolithische Siedlungsplatz Grube LA 62 (Anl. 1). Eine weitere Tillinsel erhebt sich auf -3 bis -4 m NN am südlichen Rand des Rosenfelder Toteisloches. Die nordöstlich davon gelegene Kuppe besteht aus Schmelzwassersanden. Ihre Oberfläche liegt auf dem gleichen Niveau wie die der Tillinsel. Von diesen Kuppen ist eine intensive neolithische Besiedlung anhand zahlreicher Fundstreuungen belegt (Anl. 1). Die Besiedlung muss erfolgt sein, bevor der Meeresspiegel die Kuppen bei einem Niveau von -4 bis -3 m NN überflutete, wenn man von einer Abrasion der Oberfläche absieht. Zwischen den Schwellen und Kuppen liegt die pleistozäne Oberfläche in der Dahmer Bucht in Teufen zwischen -6 und -8 m NN.

In der Mecklenburger Bucht setzt sich die in Kuppen und Senken gegliederte Grundmoränenlandschaft der Dahmer Bucht fort. Schmelzwassersedimente konnten entlang der seismischen Profile nicht identifiziert werden. Der weitere Verlauf der Grube-Dahme Rinne zeichnet sich nicht ab. Sie steht möglicherweise mit den von WINN et al. (1983) als fluss- oder bachartige Fortsetzungen des Oldenburger Grabens gedeuteten Rinnen in Verbindung (vgl. Kap. 4.3, Abb. 8). Diese verlaufen nördlich der dargestellten Profilausschnitte (Anh. 6). Eine hydroakustische Kartierung des Flachwasserbereiches im Vorfeld der Dahmer Bucht wäre sinnvoll, um die Verbindung der Rinnen detailliert zu erfassen.

7.3 Verbreitung von Sedimenten des Spät- und Postglazials in der Grube-Wesseker Niederung

Im nordwestlichen Mündungsbereich des Oldenburger Grabens bei Weißenhaus lagerten sich im Hangenden der glazialen Sedimente zunächst bis zu 8 m mächtige limnische Sedimente ab (Anh. 6, Profil Weißenhaus). Eine geringmächtige Torfschicht belegt die Verlandung dieses Seebeckens vor der postglazialen Transgression. Im Hangenden der Torfschicht wurde bis zu 9 m mächtiger Ostseeschlick unter den bis 16 m mächtigen marinen Sanden und Strandwalledimenten erbohrt. In den Schlick sind stellenweise marine Sande eingeschaltet. Der Ostseeschlick ist im nördlichen Abschnitt des Profils mächtiger als im südlichen. Geht man davon aus, dass sich Stillwassersedimente mit der Abnahme der Transgressionsgeschwindigkeit im Mündungsbereich der ehemaligen Förde nur im Schutz von Strandwällen ablagern oder erhalten konnten, spricht dies für eine dominierende Schüttungsrichtung der Riffsande und Strandwälle aus nördlicher Richtung. In dem noch offenen Abschnitt der Mündung wurden weiterhin marine Sande abgelagert und anstehender Ostseeschlick durch den höheren Energieeintrag wieder aufgearbeitet. Im Hangenden der marinen Sande und Strandwälle stehen geringmächtige limnische Mudden und Torfe an, die sich nach dem Abschluss der Niederung von der Ostsee abgelagert haben.

Im weiteren Verlauf der Weißenhäuser Bucht als westlicher Abschnitt einer ehemaligen Oldenburger Förde lagerte sich während der marinen Phase der Niederung bis zu 10 m

mächtiger Ostseeschlick, teilweise im Hangenden eines geringmächtigen basalen Torfes, ab (Anh. 6, Profil Wesseker/Dannauer See). Der Schlick wird von bis zu 6 m mächtigen limnischen Mudden und einer abschließenden Torfschicht überlagert. In den sich südlich anschließenden randlichen Becken, die durch Till- und Sandschwellen von der Weißenhäuser Bucht getrennt waren, lagerten sich nur limnische Sedimente ab. Die Transgression hat diese im Niveau zwischen 0 und -1 m NN liegenden Schwellen während der marinen Phase nicht überwunden.

Zwischen Kleinwessek und Ehlerstorf verläuft das Tal der Ur-Johannisbek (vgl. Kap. 7.2). In dieser Rinne lagerte sich, stellenweise über geringmächtigen basalen Torfen, bis zu 3 m mächtiger Ostseeschlick ab (Anh. 6, Profile Kleinwessek und Wessekerkamp). Randlich geht der Schlick im Bereich sandiger Kuppen oder Schwellen in marine Sande über. Südlich der Kleinwesseker Sandkuppen (vgl. Kap. 7.2) wurden marine Sedimente nur als ca. 0,5 m mächtiger Ostseeschlick erbohrt. Den Abschluss der Sedimentfolge bilden bis zu 5 m mächtige limnische Mudden und geringmächtige Verlandungstorfe, die das pleistozäne Relief weitgehend ausgleichen.

In der Toteislandschaft zwischen Ehlerstorf und Oldenburg lagerten sich in Toteislöchern Torfe und limnische Mudden ab (Anh. 6, Profile Dannau-West bis Oldenburg-West). Diese Sedimente wurden nicht datiert. Es ist aber davon auszugehen, dass sich Seen aufgrund des sandigen Untergrundes in diesem Bereich erst mit dem Grundwasseranstieg im Zuge der postglazialen Transgression bilden konnten. Mit der Überwindung der sandigen Schwelle südlich von Dannau drang die Ostsee flussartig in diesen Abschnitt der Niederung vor. Marine Sande im Hangenden der Schmelzwassersedimente belegen die Aufarbeitung der anstehenden Sedimente durch Wellen. Mariner Ostseeschlick steht als bis zu 1 m mächtige rinnenartige Einschaltungen in limnischen Mudden und Torfen an. Den Abschluss der Sedimentabfolge bilden zwischen Ehlerstorf und Oldenburg erneut limnische Mudden und Torfe, die das pleistozäne Relief ausgeglichen haben. Erst durch die Sedimentsackung infolge der künstlichen Entwässerung bilden sich die sandigen Kuppen rezent an der Oberfläche ab (vgl. Kap. 3.2).

Der flussartige Verlauf der Fortsetzung der Oldenburger Förde lässt sich im Oldenburger Kanal mindestens bis in den Bereich östlich der Bahnquerung mit der Niederung verfolgen (Anh. 6, Profil Bahnbrücke). Im Bereich eines Toteisloches ist hier etwa 1 m mächtiger Ostseeschlick in limnische Mudden eingeschaltet. Es handelt sich wahrscheinlich um den östlichsten Nachweis *Cerastoderma*-haltigem Ostseeschlicks zwischen Weißenhaus und Oldenburg. Am Ende des in Kap. 7.2 beschriebenen sichelförmigen Abschnitts wurden für eine Bohrung marine Sedimente beschrieben, so dass auch eine Ausdehnung der Oldenburger Förde bis in diesen Bereich möglich ist.

Bis in den Bereich des Zentralen Beckens südlich von Schwelbek sind nur Torfe und *Cerastoderma*-freie Mudden beschrieben (Anh. 6, Profile Feuerwehrhain und Oldenburger Bruch). Erst im Bereich des Schwelbeker Toteisloches wurde *Cerastoderma*-haltiger Ostseeschlick als westlichster Nachweis von Sedimenten einer ehemaligen Gruber Förde erbohrt (Anh. 6, Profil Schwelbek). Die liegenden mineralischen und organischen Mudden erreichen eine Gesamtmächtigkeit von bis zu 12 m und belegen eine lang anhaltende limnische Phase in diesem Bereich der Niederung vor der Überflutung durch die Ostsee (vgl. Kap. 8). Im unteren Abschnitt des bis zu 4 m mächtigen Ostseeschlicks wurde eine wenige Dezimeter mächtige Detritusmudde erbohrt, die auf eine Phase geringerer Salinität hinweist. Südlich des Toteisloches lagerten sich auf dem Niveau des Ostseeschlicks limnische Sedimente ab. Die Ablagerungsräume müssen durch ältere Torfe oder Torfinseln voneinander getrennt gewesen sein. Nach der Aussüßung der Gruber Förde lagerten sich weitere limnische Mudden und bis zu 3 m mächtige Verlandungstorfe ab.

Südöstlich schließt sich die pleistozäne Hochlage des Zentralen Beckens an (Anh. 6, Profile Lütjendorf bis Quaaler Bruch). In diesem Bereich hatte die Gruber Förde einen fluss- oder

rinnenartigen Charakter in einer von älteren Hochmoortorfen geprägten Landschaft. Für eine durch Hochmoorflächen und Seen geprägte Landschaft vor der Transgression spricht auch die geringe Zahl archäologischer Funde und Befunde (Anl. 1). Die vermoorten Flächen stellten keine attraktiven Siedlungsplätze dar. Diese sind auf wenige Stellen begrenzt, an denen der mineralische Untergrund nicht von Hochmoor bedeckt war. In die linsenartig auftretenden marinen Ablagerungen sind stellenweise Detritusmudden als Anzeiger für Salinitätsschwankungen eingeschaltet. Parallel zur Ablagerung von Ostseeschlick kam es in den durch Torfe von der Förde abgetrennten Becken gleichzeitig zur Ablagerung von Mudden.

In Richtung Grube nahm die Ausdehnung des marinen Sedimentationsraumes zu. Im Gruber Becken sind die etwa 2 m mächtigen Ablagerungen der Gruber Förde über nahezu die gesamte Breite der Niederung zu verfolgen (Anh. 6, Profil Klenau). Der Ostseeschlick lagerte sich stellenweise im Hangenden limnischer Mudde oder direkt über pleistozänem Untergrund ab. Am Südrand der Niederung wurden innerhalb der marinen Sedimente Detritusmudden erbohrt, am nördlichen Ufer geht der Ostseeschlick in marine Sande über. Die Aussüßung der Förde ist durch bis zu 1,5 m mächtige limnische Mudden dokumentiert, die mit Ausnahme der Randbereiche der Niederung durch die Entwässerung des Gruber Sees an der Oberfläche anstehen.

Im Gruber Kanal nimmt die Mächtigkeit des Ostseeschlicks auf ca. 4 m zu (Anh. 6, Profil Gruber Kanal). In der Dahmer Bucht als ehemalige östliche Mündung der Gruber Förde lagerten sich im Bereich von Toteislöchern zunächst limnische Kalk- und Detritusmudden ab (Anh. 6, Profile Rosenhof bis Dahme; vgl. Kap. 8). Die Verlandung dieser Seebecken vor dem Beginn der marinen Phase des Oldenburger Grabens ist durch Torfe im Liegenden des Ostseeschlicks dokumentiert. Teilweise lagern marine Sedimente auch direkt im Hangenden von Mudden. In diesen Seebecken war die Verlandung entweder noch nicht beendet oder die Torfe sind im Zuge der Transgression erodiert worden. Im Bereich der Grube-Dahme Rinne stehen an der Basis des Schlicks stellenweise geringmächtige Torfe an. Die Ablagerung der marinen Sedimente wurde insbesondere im Bereich der Toteislöcher kurzzeitig von einer Detritusmudde abgelöst (vgl. Kap. 8).

Mit Annäherung an die Mecklenburger Bucht treten verstärkt marine Sande auf. Am südlichen Rand der Dahmer Bucht erreichen sie eine Mächtigkeit von bis zu 10 m und lagern häufig im Hangenden der glazialen Sedimente. In der nordöstlichen Dahmer Bucht überlagern sie dagegen Ostseeschlick. Die beiden Ablagerungsräume sind durch eine Schwelle voneinander getrennt (Anh. 6, Profile Rosenfelde und Dahme). Diese Schwelle besteht sowohl aus Till als auch aus Schmelzwasserablagerungen. Analog zu den Überlegungen zur Weißenhäuser Mündung deutet die Sedimentabfolge auf eine Hauptschüttungsrichtung der Riffsande und Strandwälle aus nördlicher Richtung hin. Die Strandwälle erreichten zunächst die Schwelle und trennten somit den nördlichen Bereich der Dahmer Bucht von der Ostsee ab. Südlich der Schwelle ist ein weiterhin erhöhter Energieeintrag durch die mächtigen marinen Sande belegt. Möglicherweise wurden anstehende marine Stillwassersedimente wieder aufgearbeitet. Im Profil Dahme (Anh. 6) ist zwischen -2,0 und 0 m NN eine Torfschicht eingeschaltet, die im Norden des Profils in limnische Mudde übergeht. Diese Sedimente haben sich nach dem Abschluss der gesamten Dahmer Mündung von der Ostsee abgelagert. Die fortschreitende Rückverlegung des Strandwallsystems wird durch hangende Sande dokumentiert, die entweder auf eine erneute Überflutung oder auf äolischen Transport zurückzuführen sind. Am nördlichen Ende des Profils Dahme zeichnet sich die Rosenfelder Brök deutlich als ehemaliger Abfluss des Gruber Sees ab.

8. Datierung und Gewässerentwicklung

Die Sedimente der Kernbohrungen (Abb. 17) wurden mittels ^{14}C -Methode und Pollenanalysen datiert. Aus dem Bereich der Toteislöcher als abflusslose Senken und somit potentiellen ältesten Seen stammen die vollständigsten und weitreichendsten Archive zur Entwicklung der Niederung im Spät- und Postglazial (vgl. Anh. 7). Das in Zusammenarbeit mit Dr. Meurers-Balke unter stratigraphischen und sedimentologischen Gesichtspunkten neu ausgewertete Pollenprofil aus dem Rosenhofer Toteisloch diente zur Korrelation mit den Einzelproben der eigenen Kerne. In Folgendem wird zunächst die Gewässerentwicklung und Sedimentologie der Dahmer Bucht anhand des Rosenhofer Kernes dargestellt.

8.1 Dahmer Bucht, Kernbohrung Rosenhof (Rosenhof 1981)

Die Sedimente der Kernbohrung wurden bis in eine Teufe von -13,30 m NN pollenanalytisch untersucht. Der Zonierung der Pollenprofile liegt zum einen die Zonengliederung nach OVERBECK (1975) zu Grunde (Kap. 5.6, Tab. 1). Zur besseren Auflösung der Prozesse im jüngeren Atlantikum und älteren Subboreal, die für den Beginn der marinen Phase der Niederung von besonderer Bedeutung sind, wurde darüber hinaus die Phasengliederung nach IVERSEN (1949, 1973) und TROELS-SMITH (1954) in der Neubearbeitung von KALIS & MEURERS-BALKE (1998, 2001; Kap. 5.6, Tab. 2) angewendet.

Bei den ältesten datierten Sedimenten im Kern Rosenhof von -13,30 bis -12,72 m NN handelt es sich um hellgraue kalkreiche Mudden mit geringem organischem Anteil (Glühverluste <10%, Abb. 17). Die wenigen Pollenkörner sind zu einem großen Anteil schlecht erhalten und nicht bestimmbar. Unter den bestimmbar Pollen befinden sich typische Spätglazialpflanzen wie *Hippophae* (Sanddorn) und *Helianthemum* (Sonnenröschen). Als umgelagert muss der Pollen wärmeliebender Gehölze (z.B. *Corylus* (Hasel), *Alnus* (Erle), *Quercus* (Eiche)) und präquartärer Herkunft (z.B. *Taxodium* (Sumpfyzyresse)) sowie Dinoflagellaten-Zysten gedeutet werden. Auch der Pollen von *Pinus* (Kiefer) kann nicht der spätglazialen Vegetation Ostholsteins entstammen, denn diese Baumart war in der Zeit zwischen den Interstadialen des Weichsel-Frühglazials und des Präboreals in Schleswig-Holstein nicht heimisch. Die lokale Vegetation spiegelt der zartwandige Pollen der Süßwasserpflanze *Potamogeton* (Laichkraut) wider. Im Falle einer Umlagerung wäre dieser korrodiert und nicht mehr bestimmbar. Die ältesten Sedimente im Rosenhofer Toteisloch wurden demzufolge in einem kalkreichen See abgelagert. Die tonig-schluffige Matrix zeugt von ruhigen Sedimentationsbedingungen. Anhand der Pollenarmut und des geringen organischen Anteils im Sediment ist die umgebende Landschaft als kaltzeitlich und vegetationsarm zu beschreiben. Die schütterere Pflanzendecke begünstigte die Erosion und Umlagerung glazialer Sedimente, die für den allochthonen Pollenniederschlag und den Kalkgehalt der Sedimente verantwortlich sind.

Die Sedimente lassen sich nur schwer datieren, da die Pollenzusammensetzung eine Funktion des aufgearbeiteten Materials und nicht der regionalen Vegetation ist. Eine Vergleichbarkeit mit zeitgleichen Pollenspektren ist somit erschwert. Im Kubitzbergmoor nördlich von Kiel erfasste USINGER (1975) eine ähnliche Zusammensetzung für den Abschnitt „Dryas 1+2“. Diese Ansprache verdeutlicht die Schwierigkeit einer pollenanalytischen Trennung der frühen Sedimente des Spätglazials. In Anlehnung an USINGER (1975) werden die Sedimente der Pollenzone I und II (älteres Spätglazial) zugeordnet.

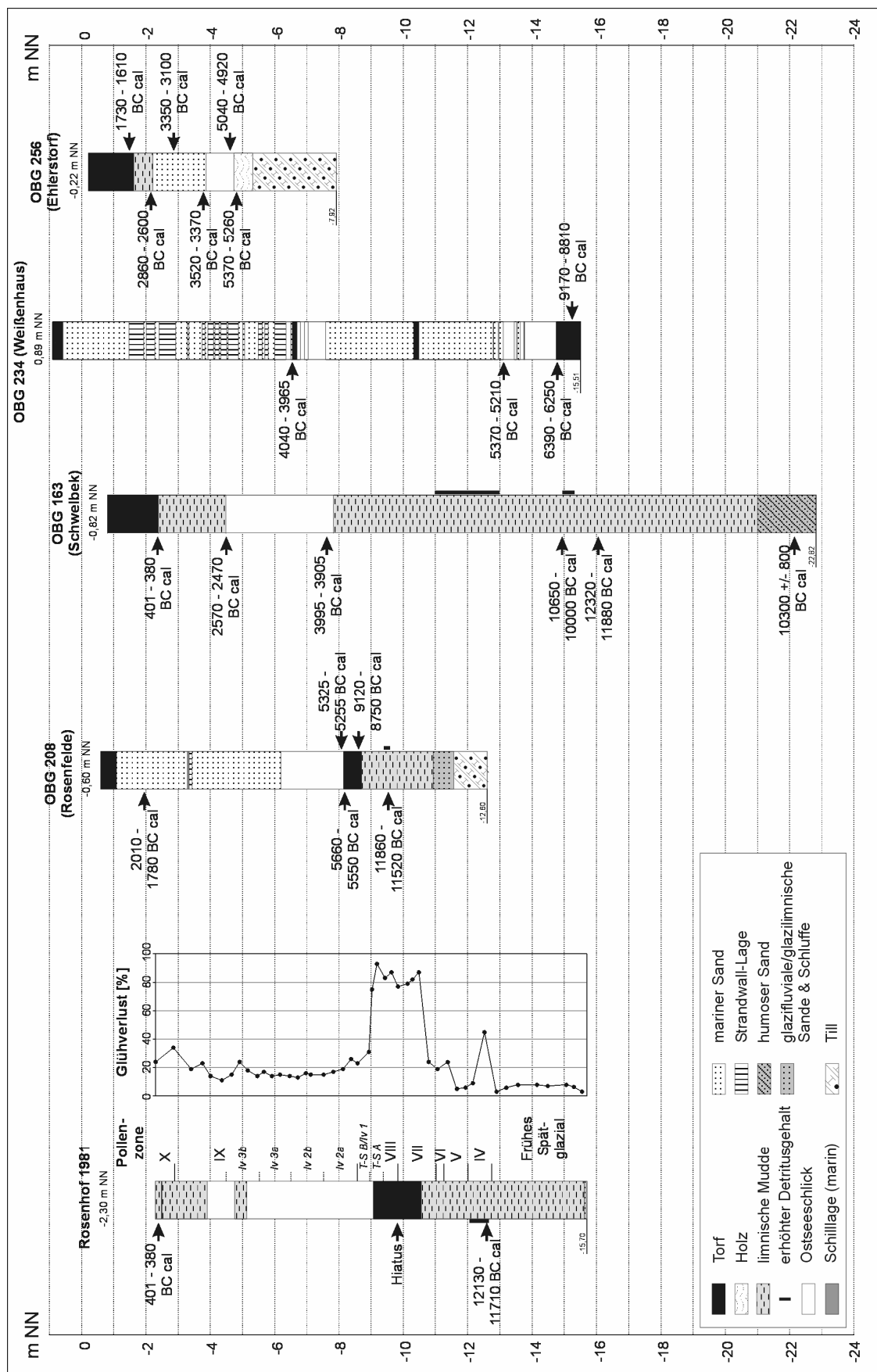


Abb. 17: Lithologie, Datierung und Glühverluste der Kernbohrung Rosenhof 1981 und Lithologie und Datierung der eigenen Kernbohrungen in der Grube-Wesseker Niederung (Oldenburger Graben). Lage der Kernbohrungen s. Anh. 2.

In Teufen von -12,72 bis -12,01 m NN wurde im Rosenhofer Toteisloch dunkelbraune Detritusmudde mit einzelnen Schneckenschalen und geringem Kalkgehalt erbohrt. Die dunkelbraune Farbe ist auf einen hohen organischen Anteil zurückzuführen (Glühverluste >40%). Die Pollendichte nimmt im Vergleich zum Liegenden zu, während der Anteil an umgelagertem und nicht bestimmbar Pollen gering ist. Auffällig ist der Rückgang des Nicht-Baumpollens an der Grenze zum Liegenden sowie der Anstieg des *Betula*- (Birke) bei gleichzeitiger Abnahme des *Pinus*-Pollens. In Anlehnung an das Profil Kubitzbergmoor (USINGER 1975) bezeichnet diese Grenze den Übergang von der Älteren Dryas (Dryas 2) zum wärmeren Klima des Alleröd. Das ¹⁴C-Alter von 12130-11710 BC cal (KN-3196) aus dem liegenden Abschnitt der Detritusmudde bestätigt diese zeitliche Einordnung. Der lokalen und im Vergleich zum vorherigen Abschnitt höher entwickelten Vegetation zufolge handelte es sich bei dem Sedimentationsraum faziell weiterhin um einen Süßwassersee mit deutlichem Auftreten von *Pediastrum* (Grünalge) sowie Beständen von *Potamogeton* (Laichkraut) und *Myriophyllum* (Tausendblatt).

Von -12,01 bis -11,03 m NN wurden in der Kernbohrung Rosenhof grau-grüne Schluffmudden mit geringem Kalkgehalt erbohrt, die sich makroskopisch kaum voneinander unterscheiden. Der Anteil an organischer Substanz (Glühverluste <10%) nimmt im hangenden Abschnitt, in dem auch makroskopisch erkennbare organische Reste beschrieben wurden, zu (Glühverluste um 20%).

Pollenanalytisch lässt sich dieser Abschnitt weiter untergliedern. Die Sedimente von -12,01 bis -11,34 m NN lagerten sich während der Jüngeren Dryas (Dryas 3) ab. Dafür spricht zum einen der erhöhte Anteil des Pollens von *Empetrum* (Krähenbeere) sowie der sonneliebenden Pflanzen und des Nicht-Baumpollens am Gesamtspektrum. Die Pollenzusammensetzung spricht für eine eher baumfreie, mit Zwergsträuchern durchsetzte Vegetation. Faziell handelte es sich bei dem Sedimentationsraum weiterhin um einen Süßwassersee mit ruhigen Sedimentationsbedingungen.

In einer Teufe von -11,34 m NN kennzeichnet der Anstieg der *Betula*-Kurve sowie der Rückgang des Nicht-Baumpollens den Übergang von der Jüngeren Dryas zum Präboreal (Übergang Pleistozän/Holozän). Die Pollenzonengrenze wird nicht von einem Sedimentwechsel begleitet.

Die Sedimente des Präboreals lassen sich in einen älteren und einen jüngeren Abschnitt unterteilen. Für das ältere Präboreal ist insbesondere der erhöhte Wert des *Filipendula*-Pollens (Mädesüß) kennzeichnend. Bezüglich der Sedimentationsbedingungen ist im Übergang zum jüngeren Präboreal eine Abnahme der Wassertiefe zu vermerken, die als Hinweis auf das Abklingen des Toteis-Tieftauens und eine allmähliche Verfüllung des Seebeckens zu werten ist. Hierfür spricht das Auftreten von Schwimmblattpflanzen in der lokalen Vegetation, die nur im Flachwasser- bzw. Uferbereich eines Sees auftreten.

Der deutliche Rückgang des Nicht-Baumpollens in einer Teufe von -11,10 m NN markiert den Übergang zum jüngeren Präboreal. Die spätglazialen Heliophyten gingen endgültig zurück. Die Bewaldungsdichte nahm zu, während die Wassertiefe im Seebecken weiter abnahm. Im Bereich des Schwimmblattgürtels konnte die in flacherem Wasser überlegene *Nymphaea alba* (Weiße Seerose) die Konkurrenz von *Nuphar lutea* (Gelbe Seerose) ausschalten, was auf eine maximale Wasserbedeckung von 3 m schließen lässt (ELLENBERG 1978).

In einer Teufe von -11,03 m NN zeichnet sich eine deutliche Zunahme des *Corylus*- und *Pinus*-Pollens ab, die für den Übergang zum älteren Boreal charakteristisch ist. Während des älteren Boreals ist ein deutlicher Sedimentwechsel von grau-grüner Kalkmudde zu braunem Torf mit hohem organischen Anteil (Glühverluste um 80%) und vielen pflanzlichen Resten zu vermerken. Dieser Übergang wird im Diagramm durch den Anstieg des Pollens der *Cyperaceae* (Riedgrasgewächse) und *Poaceae* (Süßgräser) sowie von *Sparganium*

(Igelkolben) und *Typha* (Breitblättriger Rohrkolben) begleitet, der für eine Ablagerung im Bereich eines Röhrichtgürtels mit vorgelagerten Schwimmpflanzendecken und *Lemna* (Wasserlinse) spricht. Der endgültige Rückgang von *Pediastrum* weist auf die mangelnde Lichtversorgung des Wasserkörpers infolge der Ausbreitung des Röhrichtgürtels und der Schwimmblattpflanzen hin. Die geringe Zahl umgelagerten Pollens spricht zudem für eine dichte Ufervegetation, die einen Sedimenteintrag von den Rändern behinderte. Im jüngeren Abschnitt des älteren Boreals nehmen die Farnsporen deutlich zu, was für ein allmähliches Trockenfallen bzw. ein Aufwachsen des Torfes über den Seespiegel am Ende der Verlandung spricht.

Die Sedimente aus einer Teufe von -10,37 bis -9,80 m NN wurden im jüngeren Boreal abgelagert. Für die zeitliche Einstufung dieses Kernabschnittes sprechen die allmähliche Ausbreitung der Laubmischwald-Arten sowie der Anstieg und die Dominanz des *Pinus*-Pollens. Während des jüngeren Boreals setzte sich die Torfbildung im telmatischen und semiterrestrischen Bereich fort. Zum Hangenden steigt die Anzahl des unbestimmbaren Pollens stark an. Die Korrosion ist in diesem Fall weniger auf Umlagerung als vielmehr auf eine zeitweilige Durchlüftung der Sedimente zurückzuführen. Gegen eine Umlagerung spricht auch der geringe Anteil mineralischer Komponenten am Sediment (Glühverluste um 80%). Die Verlandung des Rosenhofer Seebeckens war im jüngeren Boreal abgeschlossen. Es kam zu einem Stillstand des Torfwachstums. Dieser ist im Profil durch einen Hiatus in einer Teufe von -9,80 m NN belegt. Die Pollenkurven der Laubmischwald-Arten steigen an dieser Stelle untypisch sprunghaft an.

Die fortgeschrittene Ausbreitung des Laubmischwaldes in den Pollenspektren im Hangenden des Hiatus spricht für eine Ablagerung der Sedimente im Atlantikum. Am Pollenspektrum ist eine Sukzession von *Salix*-(Weide-)gebüsch zu *Alnus*-Bruchwald mit einem Unterwuchs aus *Polypodiales* (Farn) im Umfeld der Kernposition zu erkennen. Derartige Pflanzenvergesellschaftungen sprechen für relativ trockene Bedingungen sowie konstante hydrologische Verhältnisse.

Ein deutlicher Wechsel in der Pollenzusammensetzung markiert in einer Teufe von -9,41 m NN den Übergang zur Phase Troels-Smith A. Für diese Zuordnung spricht der Rückgang von *Tilia* (Linde) sowie die Zunahme von *Corylus* und *Quercus*. Das Umfeld der Kernposition wurde zunehmend feuchter, so dass die Wuchsbedingungen für *Salix* und *Alnus* nicht mehr gegeben waren. Die einsetzende Vernässung reflektiert entweder die Erhöhung des Grundwasserspiegels im Zusammenhang mit der Litorina-Transgression oder eine Vertiefung der Oberfläche infolge von Setzungsprozessen.

Der Bruchwald wurde von einem Seggen- bzw. Schilfröhricht abgelöst. Zeitlich identische Schilfröhrichte wurden unter anderem im Zuge der Ausgrabungen am Fundplatz Siggeneben-Süd im Hinblick auf das Ablagerungsmilieu untersucht (KÖNIG 1983). Die Analyse der Diatomeen-Vergesellschaftung ergab eine Ablagerung unter brackischen Bedingungen. Ähnliche Verhältnisse können auch für das Umfeld der Kernbohrung zu dieser Zeit angenommen werden. Der Einfluss der nahenden Ostsee auf die hydrologischen Verhältnisse wurde immer stärker. Gegen Ende der Phase Troels-Smith A überflutete die Ostsee schließlich den Standort und zerstörte das Brackwasser-Röhricht. Die deutliche Abnahme des Glühverlustes oberhalb des Transgressionskontaktes bei -9,07 m NN belegt den radikalen Wechsel der Sedimentationsbedingungen von Torf zu Ostseeschlick und den somit höheren Eintrag von mineralischen Komponenten. Im Pollendiagramm steigen analog die Werte der Dinoflagellaten-Zysten und anderer sekundärer Palynomorphen deutlich an. Sie entstammen der marinen Abrasion und der damit verbundenen Umlagerung älterer Sedimente. Das Ende der Phase Troels-Smith A wird in einer Teufe von -8,97 m NN durch den Anstieg der *Fraxinus*-Kurve markiert.

Im Rosenhofer Toteisloch lagerte sich im Anschluss etwa 4 m mächtiger Ostseeschlick ab. Die Lithologie des unter Wasserbedeckung abgelagerten Sedimentes änderte sich dabei kaum.

Pollenanalytisch lässt sich der Schlick weiter untergliedern. Die Sedimente zwischen -8,97 und -8,58 m NN wurden während der Phasen Troels-Smith B und Iversen 1 abgelagert. Eine genauere Zonierung ist in diesem Kernabschnitt nicht möglich. Der Anteil des umgelagerten Pollens nahm während dieser Phasen ab, was auf eine Zunahme der Wassertiefe und somit ruhigere Sedimentationsbedingungen unter Wasserbedeckung schließen lässt.

Der Übergang von der Phase Iversen 1 zu Iversen 2a ist identisch mit der Grenze Atlantikum/Subboreal und wurde anhand des deutlichen Rückgangs von *Ulmus* (Ulme) in einer Teufe von -8,58 m NN festgelegt. Der relativ hohe Anteil sekundärer Palynomorphen belegt eine anhaltende Aufarbeitung und Umlagerung älterer Sedimente.

Für die Abgrenzung der Phasen Iversen 2a zu 2b ist der Anstieg des *Alnus*-Pollens sowie des Siedlungsanzeigers *Plantago lanceolata* (Spitzwegerich) in einer Teufe von -7,53 m NN kennzeichnend. Die Sedimentationsbedingungen des Ostseeschlicks ähnelten zunächst denen der vorhergehenden Phase. Im jüngeren Abschnitt der Phase Iversen 2b geht der Anteil der sekundären Palynomorphen zurück. Während dieser Zeit ist mit einer Abnahme des Sedimenteintrages in die Dahmer Bucht zu rechnen. Gleichzeitig ist ein Anstieg sowie ein geschlossener Kurvenverlauf von *Ruppia maritima* (Meeres-Salpe) zu verzeichnen. Diese Pflanze ist typisch für flache brackische Küstengewässer über Salzschlamm Böden. Ihr Auftreten limitiert die Wasserbedeckung auf Werte unter 1 m.

In einer Teufe um -6,54 m NN zeichnet sich im Pollendiagramm des Kernes Rosenhof ein Anstieg der *Corylus*-Werte ab. Dieser Anstieg markiert die Grenze zur Phase Iversen 3a. Die niedrigen Werte der sekundären Palynomorphen sprechen für eine Fortsetzung der ruhigen Sedimentationsbedingungen, die sich bereits während Iversen 2b abzeichneten. Während dieser Phase nimmt der Nachweis von *Pediastrum* in den Pollenspektren zu, was für eine beginnende Aussüßung der Dahmer Bucht spricht.

Der Übergang von Phase Iversen 3a zu 3b wird in einer Teufe von -5,55 m NN vom Anstieg der *Quercus*-Pollen markiert. Im Laufe von Iversen 3b wurde die Sedimentation von Ostseeschlick zwischen -5,14 und -4,76 m NN kurzzeitig von der Ablagerung einer grünlich-braunen und schillfreien Detritusmudde abgelöst. Hierbei handelt es sich um eine Zwischenlage, wie sie in zahlreichen Bohrungen im Bereich der ehemaligen Gruber Förde nachweisbar ist (vgl. Anh. 6). Der organische Anteil an diesem Sediment ist höher als der des Schlicks, der Glühverlust steigt kurzfristig auf einen Wert von 25%. Im Pollenspektrum wird der Sedimentwechsel von einem deutlichen Anstieg von *Pediastrum* begleitet, deren Auftreten mit dem erneuten Übergang zur Schlicksedimentation wieder abnimmt. Der Wasserkörper in der Dahmer Bucht war demzufolge im jüngeren Abschnitt der Phase Iversen 3b kurzzeitig ausgesüßt.

Die Sedimente zwischen -4,54 und -2,87 m NN lagerten sich nach der Phase Iversen 3b im Verlauf des jüngeren Subboreals ab. In einer Teufe von -3,90 m NN wird die Ablagerung von Ostseeschlick von einer kalkhaltigen grünlich-braunen und leicht feinsandigen Detritusmudde abgelöst. Der Anstieg des Glühverlustes auf Werte um 20 bis 30% belegt einen höheren Anteil organischen Materials am Sediment. Im Gegensatz zu den Sedimenten der vorhergehenden kurzfristigen Aussüßung sind nun auch vereinzelt Schalen und Schalenreste von Süßwassermollusken enthalten, die für eine deutlich fortgeschrittene Aussüßung der Dahmer Bucht am Ende des Subboreals sprechen. Im Pollendiagramm nimmt *Pediastrum* zu, während die Werte der Dinoflagellaten-Zysten und sekundärer Palynomorphe vollständig zurückgehen. Die Dahmer Bucht war gegen Ende des Subboreals vom Einfluss der Ostsee abgeriegelt.

Die Sedimentation der limnischen Detritusmudde hält während des Subatlantikums an. Der Anstieg des Röhrich-Pollens in der lokalen Vegetation deutet eine beginnende zweite Verlandung im Bereich des Rosenhofer Toteisloches an. Das ^{14}C -Alter von 401-380 BC cal (KIA 14578) aus der Kernbohrung OBG 163 (Schwelbek) kann auf Grund einer konvergenten Pollenzusammensetzung auf den jüngsten Abschnitt des Kernes übertragen werden. Jüngere Sedimente stehen an der Kernposition durch die langjährige landwirtschaftliche Bearbeitung des Bodens nicht mehr an. Die natürliche Verlandung des Seebeckens wurde 1927/28 durch die Trockenlegung des Gruber Sees abgebrochen (Kap. 3.5). Demzufolge fehlen an der Oberfläche im Bereich der Kernbohrung die Ablagerungen von ca. 2300 Jahren.

8.2 Dahmer Bucht, Kernbohrung OBG 208 (Rosenfelde)

Das älteste ^{14}C -Datum stammt mit 13900-13350 BC cal (KIA 14572) aus der frühen limnischen Kalkmudde im liegenden Kernabschnitt und datiert deren Ablagerung scheinbar in das Mecklenburger Stadium des jüngeren Weichsel-Hochglazials (Abb. 17). Pollenanalytisch entspricht die Mudde den vor-Alleröd-zeitlichen Sedimenten der Rosenhofer Kernbohrung. Hierfür spricht zum einen das Auftreten des *Hippophae*- und *Helianthemum*-Pollens sowie der hohe Anteil an umgelagerten Palynomorphen (Anh. 7). Das ^{14}C -Alter ist offensichtlich durch ein kalkhaltiges Ablagerungsmilieu oder Grundwasserspeisung des Sees gestört, was ein Reservoiralter von mehreren tausend Jahren hervorrufen kann (RISER 2002).

Die temporäre Ablagerung einer organisch-reicheren Detritusmudde erfolgte nach der ^{14}C -Datierung um 11860-11520 BC cal (KIA 14573) analog zu den Verhältnissen im Rosenhofer Toteisloch im Alleröd. Es wurde keine parallele Pollenanalyse durchgeführt.

Das ^{14}C -Alter von 9120-8750 BC cal (KIA 14776) datiert den Beginn der Verlandung des Seebeckens in das Präboreal. Pollenanalytisch ist das Spektrum unterhalb des ^{14}C -Datums in die Jüngere Dryas (Dryas 3) einzuordnen. Hierfür spricht das Auftreten des Pollens von *Empetrum*, *Artemisia* (Strand-Beifuß) und *Chenopodiaceae* (Gänsefußgewächse). Gegen eine Einordnung in das ältere Präboreal spricht der niedrige *Filipendula*-Wert. Das Pollenspektrum oberhalb der ^{14}C -Probe ist dagegen in die Zeit des borealen Haselmaximums vor der Einwanderung der Wärme liebenden Gehölze einzuordnen, denn es fehlt der Pollen von *Quercus* und *Alnus*. Das gemessene Alter entspricht den Ergebnissen der Pollenanalyse.

Zur Datierung des Transgressionskontaktes wurden ^{14}C -Proben aus dem liegenden Torf und dem hangenden Ostseeschlick entnommen. Demzufolge begann die Ablagerung mariner Sedimente im Bereich der Kernbohrung zwischen 5660-5550 und 5325-5255 BC cal (KIA 14574 und KIA 14575). Pollenanalytisch ist das Spektrum unterhalb des Transgressionskontaktes in die Zeit nach der Einwanderung der Wärme liebenden Gehölze einzuordnen. Ein hoher *Pinus*-Wert spricht für die Ablagerung im jüngeren Boreal oder älteren Atlantikum. Der hohe Anteil an unbestimmbaren korrodierten Pollen belegt, dass der Torf vor der Transgression zeitweise trocken gefallen sein muss und somit keinen Basistorf darstellt. Das Pollenspektrum oberhalb des Transgressionskontaktes spricht für eine Ablagerung der marinen Sedimente kurz vor oder während der Phase Troels-Smith A. Die ^{14}C -Alter für den Transgressionskontakt sind somit als verlässlich zu bewerten.

Die Datierung eines Holzrestes aus den marinen Sanden im Hangenden des Schlicks ergab ein ^{14}C -Alter von 3980-3810 BC cal (KIA 14576). Die Analyse der Pollenspektren spricht für ein Ablagerungsalter nach dem Ulmen-Rückgang und vor der *Fagus*-Ausbreitung. Die Einordnung der Einzelspektren in die Zone Iversen 3b ist wahrscheinlich. Das ^{14}C -Alter ist demnach zu alt. Der Holzrest muss daher umgelagert sein und datiert nicht den Beginn der Sandablagerung, die erst nach 2900 BC cal einsetzte.

Eine Datierung von pflanzlichen Resten aus dem hangenden Abschnitt des Kerns Rosenfelde ergab ein Ablagerungsalter der marinen Sande von 2010-1780 BC cal (KIA 14577). Im Einzelspektrum der entsprechenden Pollenanalyse sind *Fagus* und *Carpinus* (Buche) vorhanden. Der Wert für *Fraxinus* ist niedrig, während der Anteil des *Chenopodiaceae*-Pollens relativ hoch ist. Die Zusammensetzung spricht für eine Ablagerung der Sedimente nach Iversen 3b und vor Beginn des Subatlantikums, also während des Subboreals. Diese zeitliche Einordnung entspricht dem gemessenen Alter.

8.3 Zentrales Becken, Kernbohrung OBG 163 (Schwelbek)

Die basalen Sande wurden in einer Teufe von -22,18 m NN mit Hilfe der Thermolumineszenz-Methode datiert (Abb. 17). Ihre Ablagerung erfolgte um 10300 ± 800 BC cal (Risø 13020) im älteren Spätglazial. Das Pollenspektrum oberhalb des TL-Datums ist auf Grund seiner Pollenarmut nicht auswertbar (Anh. 7). Das liegende Einzelspektrum weist neben einer geringen Pollendichte einen hohen Anteil an umgelagertem Pollen sowie des Pollens wärmeliebender Gehölze auf. In Verbindung mit dem hohen *Pinus*-Wert (>50%) ist davon auszugehen, dass sich das Spektrum hauptsächlich aus umgelagerten Pollenkörnern zusammensetzt. Verglichen mit den Diagrammen von USINGER (1975) spricht die Pollenzusammensetzung für eine Ablagerung der Sedimente vor dem Alleröd. Eine genauere Datierung ist nicht möglich.

Die hellgrauen Mudden im Hangenden des Sandes enthielten über eine Kernlänge von etwa 5 m makroskopisch kein datierbares Material, so dass nur das Gesamtsediment datiert werden konnte. Die Messung ergab ein Alter von 17100-16450 BC cal (KIA 13949). Unter der Annahme eines korrekten TL-Alters der basalen Sande ist dieses Datum deutlich zu alt und durch ein kalkhaltiges Ablagerungsmilieu oder Grundwasserspeisung verfälscht. Die Pollenanalyse liefert hier ebenfalls kein eindeutiges Ergebnis. Die Spektren sind von Pollenarmut gekennzeichnet und bestehen hauptsächlich aus umgelagertem und korrodiertem Pollen. Es ist nur die Aussage möglich, dass sich auch diese Sedimente vor dem Alleröd ablagerten. Für die lokale Vegetation im Schwelbeker See deutet der Pollen von *Myriophyllum spicatum* Tausendblattbestände in Laichkrautgesellschaften an, die auch in kälteren Gewässern auftreten können.

Datierbare Pflanzenreste treten im Schwelbeker Kern erst ab einer Teufe von -16,03 m NN auf. Die Ablagerung der limnischen Mudde erfolgte in dieser Teufe nach der ¹⁴C-Datierung um 12320-11880 BC cal (KIA 14582) im Bölling-Interstadial. In den Einzelspektren zu dieser Datierung ist ein geringer Anteil des Nicht-Baumpollens sowie die Dominanz von *Betula* zu verzeichnen. Das Ergebnis ermöglicht sowohl eine Einstufung in das Bölling-Interstadial als auch in das Alleröd. Die geringen Werte von *Empetrum* sowie der Wärme liebenden Gehölze sprechen gegen eine Ablagerung während der Jüngeren Dryas (Dryas 3). Die Verlässlichkeit des ¹⁴C-Alters ist nicht eindeutig zu klären.

Die Datierung eines Holzrestes aus der limnischen Mudde in einer Teufe von -14,96 m NN fällt in die Jüngere Dryas (Dryas 3) um 10650-10000 BC cal (KIA 14583). In den Pollenspektren bestätigt sich dieses Alter durch die höheren *Empetrum*-Werte sowie die hohen Werte von *Artemisia*, *Salix* und *Betula*. Das Fehlen des *Filipendula*-Pollens spricht gegen eine Ablagerung im älteren Präboreal. Das ¹⁴C-Alter ist der älteste gesicherte Fixpunkt in den Sedimenten des Schwelbeker Sees.

Eine ähnliche Pollenzusammensetzung weisen die Einzelspektren zur folgenden ¹⁴C-Datierung eines Pflanzenrestes auf. Die Messung ergab ein im Vergleich zur liegenden Probe höheres Alter von 11010-10710 BC cal (KIA 14581). Möglicherweise handelt es sich um die Datierung von umgelagertem Material oder einer Süßwasserpflanze mit schwer einschätzbarem Reservoiralter. Da aber auch dieses Alter in die Jüngere Dryas (Dryas 3) fällt, widersprechen sich die Ergebnisse der ¹⁴C-Datierung und der Pollenanalyse grundsätzlich nicht.

Zu den beiden folgenden Einzelspektren liegen keine ^{14}C -Datierungen vor, da in den grauen, homogenen Sedimenten kein datierbares Material vorhanden war. Die Pollenanalysen dienen neben der Datierung auch zur Bestimmung der Ablagerungsbedingungen dieses nicht eindeutig als limnisch oder brackisch anzusprechenden Sediments. Die Analyse der Einzelspektren spricht für eine Ablagerung im Atlantikum während der Phase Troels-Smith A. Dies belegt der hohe Wert von *Ulmus* sowie das Auftreten von *Fraxinus* bei *Corylus*- und *Alnus*-Werten von über 20% und einem *Tilia*-Wert unter 10%. Als Sedimentationsraum kommt auf Grund der großen Anzahl des *Pediastrum*-Pollens nur ein Süßwassersee in Frage. Die geringe Anzahl an umgelagertem Pollen sowie an Wasser- und Uferpflanzen im Vergleich zu den liegenden Spektren deutet auf eine Zunahme der Wassertiefe hin. Unter Berücksichtigung der hangenden marinen Sedimente spiegelt sich hier ein Anstieg des Seespiegels infolge der Litorina-Transgression wider. Das Schwelbeker Seebecken war demzufolge vor der Transgression im Vergleich zu den Seen in der Dahmer Bucht nicht verlandet.

Der Übergang von limnischen zu marinen Sedimenten erfolgte nach der ^{14}C -Datierung einer *Cerastoderma*-Schale kurz vor 3995-3905 BC cal (KIA 18447). Das Einzelspektrum unterhalb der Schale datiert pollenanalytisch in die Phase Iversen 1a, das folgende in die Phase Iversen 1b, möglicherweise auch in den Beginn von Iversen 2a. Diese zeitliche Festlegung ist möglich, da zwischen den beiden Einzelspektren der Pollen von *Ulmus* und *Tilia* zurückgeht während *Corylus* und *Alnus* zunimmt. Das gemessene Alter ist nach Tab. 2 (Kap. 5.6) als verlässlich zu bewerten.

Das Ende der marinen Sedimentation und der Übergang zu den limnischen Mudden des jungen Gruber Sees konnte anhand einer Datierung von Pflanzenresten aus dem hangenden Bereich des Ostseeschlicks in die Zeit um 2570-2470 BC cal (KIA 14579) festgelegt werden. Pollenanalytisch datiert das Einzelspektrum unterhalb der ^{14}C -Probe in die Phase Iversen 3b. Hierfür spricht der noch relativ hohe *Fraxinus*-Wert, der bei dem folgenden Spektrum deutlich niedriger liegt und das Ablagerungsalter der hangenden Sedimente bereits in das Subboreal verweist. Das ^{14}C -Alter kann somit bestätigt werden.

Die Verlandung des Gruber Sees beginnt im Bereich des weitgehend verfüllten Schwelbeker Toteisloches nach der Datierung des hangenden Torfes um 401-380 BC cal (KIA 14578). Die parallel dazu entnommenen Einzelspektren datieren pollenanalytisch in das Subatlantikum. Hierfür spricht das deutliche Auftreten von *Fagus* und *Carpinus* sowie die niedrigen Werte von *Corylus*. Das ^{14}C -Alter konnte pollenanalytisch verifiziert werden.

8.4 Westliche Strandwall-Landschaft, Kernbohrung OBG 234 (Weißehaus)

Die Sedimente der Kernbohrung am Westausgang der Niederung wurden anhand von 8 ^{14}C - und 14 Pollenproben datiert (Abb. 17 und Anh. 7).

Der Torf im Liegenden der marinen Sedimente wurde nach den Altersmessungen zwischen 9170-8810 und 6390-6250 BC cal (KIA 18445 und KIA 14782) abgelagert. Das ältere Datum wurde nicht anhand von Pollenanalysen überprüft. Das Einzelspektrum im hangenden Abschnitt des Torfes unterhalb des Transgressionskontaktes zeigt niedrige Werte des *Alnus*-, *Quercus*- und *Ulmus*-Pollens. Es ermöglicht die Einstufung der Probe in das jüngere Boreal. Das ^{14}C -Datum aus dem Torf oberhalb der Probe fällt in das ältere Atlantikum und ist somit verlässlich. Im Hangenden des Transgressionskontaktes zeichnet sich im Pollenspektrum eine deutliche Veränderung ab. Die höheren Werte des o.g. Baumpollens sprechen für eine Ablagerung des ältesten Ostseeschlicks während des Atlantikums. Über einen möglichen Hiatus im Bereich des Kontaktes können auf Grund fehlender ^{14}C -Datierungen der ältesten marinen Sedimente keine Aussagen gemacht werden. Während der Ablagerung des Torfes ist kein mariner oder brackischer Einfluss im Pollenspektrum erkennbar. Der hohe Wert der *Polypodiales* und *Poaceae* sowie der Indeterminatae weist

darauf hin, dass die Oberfläche an der Kernposition nach der Ablagerung des Torfes und vor der Transgression zumindest zeitweise trocken gefallen und durchlüftet gewesen sein muss. Der Torf zeigt keine zunehmende Vernässung des Standortes infolge eines Grundwasser-Rückstaus an und ist demzufolge nicht als Basistorf anzusprechen.

Die Datierung der hangenden marinen Sedimente erfolgte anhand von organischem Material sowie *Cerastoderma*-Schalen. Die ^{14}C -Daten liegen zwischen 6210-6020 und 4040-3965 BC cal (KIA 18450 und KIA 18443), wobei keine regelmäßige Altersabfolge erkennbar ist. Vielmehr ergibt sich sowohl im liegenden als auch im hangenden Kernabschnitt eine Inversion der Alter. Die Unregelmäßigkeiten der ^{14}C -Daten kennzeichnen das dynamische Milieu im ehemaligen Mündungsbereich der Förde, in dem die Sedimente vornehmlich unter Wellen- und Brandungseinfluss abgelagert wurden. Dabei kam es auch zur Aufarbeitung älterer Sedimente. In den Pollenspektren bildet sich die Umlagerung am deutlichen Anteil der Indeterminatae ab. Dennoch können die Sedimente pollenanalytisch datiert werden.

Die ^{14}C -Datierung eines Holzstückes aus dem Übergang von Ostseeschlick zu marinem Sand ergab ein Alter von 5370-5210 BC cal (KIA 18444). Die Pollenanalyse verweist diesen deutlichen Wechsel der Sedimentationsbedingungen auf Grund des relativ niedrigen *Fraxinus*-Wertes in die Phase Troels-Smith A. Vor diesem Hintergrund ist das ^{14}C -Alter geringfügig zu alt (vgl. Kap. 5.6, Tab. 2). Da es sich um das jüngste Alter der Inversion im liegenden Kernabschnitt handelt, kann der Beginn der Sandschüttung nicht älter sein als der gemessene Wert. Demnach muss es sich bei den beiden älteren Holz- und Pflanzenresten im Hangenden (5470-5320 und 5520-5370 BC cal; KIA 18446 und KIA 18451) um Datierungen umgelagerten Materials handeln. Die ^{14}C -Alter geben nicht das Ablagerungsalter der Sedimente wieder. Die Pollenanalyse spricht für eine Einordnung der Einzelspektren in das Atlantikum, wobei die Spektren zur unteren ^{14}C -Probe auf Grund des relativ niedrigen *Fraxinus*-Wertes ebenfalls der Phase Troels-Smith A zugeordnet werden können. Wegen der geringen Pollensummen kann eine nähere Einordnung der beiden Spektren zur oberen ^{14}C -Probe nicht vorgenommen werden.

Die ^{14}C -Datierung eines Holzrestes aus den ältesten Strandwallsedimenten ergab ein Alter von 4040-3965 BC cal (KIA 18443). Die parallel durchgeführte Pollenanalyse macht deutlich, dass das Ablagerungsalter der Sedimente vor den Ulmenabfall und somit weiterhin in das Atlantikums fällt. Der niedrige *Corylus*-Wert im Spektrum unterhalb der ^{14}C -Probe spricht darüber hinaus für eine Einordnung in die Phase Iversen 1a. Im Spektrum oberhalb der Probe kann dagegen der hohe *Corylus*-Wert als Anhaltspunkt für eine Ablagerung der Sedimente während der Phase Iversen 1b gewertet werden. Die ^{14}C -Probe datiert somit annähernd den Übergang dieser beiden Zonen und steht im Einklang mit den Ergebnissen von KALIS & MEURERS-BALKE (2001; Kap. 5.6, Tab. 2).

Die ^{14}C -Datierungen der hangenden Sedimente sind mit 5060-4940 und 6210-6020 BC cal (KIA 18449 und KIA 18450) dementsprechend nicht repräsentativ für das Ablagerungsalter der Sedimente. Es handelt sich um Datierungen von umgelagertem Material. Pollenanalytisch sind die zu der jüngeren ^{14}C -Datierung gehörenden Proben in das jüngere Atlantikum vor dem Ulmenabfall einzuordnen. Für die ältere Datierung ist das Einzelspektrum oberhalb der ^{14}C -Probe mit nur 26 zählbaren Pollenkörnern nicht eindeutig auswertbar. Das zweite Einzelspektrum ist auf Grund seines niedrigen *Ulmus*-Wertes in die Zeit während des Ulmenabfalls am Ende des Atlantikums oder an den Beginn des Subboreals zu stellen. Der relativ niedrige *Alnus*-Wert spricht für eine Ablagerung der marinen Sedimente dieses Kernabschnitts während der Phase Iversen 2a, also zu Beginn des Subboreals.

8.5 Innere westliche Niederung, Kernbohrung OBG 256 (Ehlerstorf)

Die ^{14}C -Datierung des Eichenholzes an der Basis des Ostseeschlicks ergab ein Alter von 5370-5260 BC cal (KIA 14781). Eine 11 cm oberhalb des Eichenholzes entnommene und zum Vergleich datierte *Cerastoderma*-Schale lieferte ein Alter von 5040-4920 BC cal (KIA

18448). Die Analysen der Einzelspektren aus diesem Kernabschnitt weisen einen relativ hohen *Ulmus*-Wert auf. Der Ostseeschlick wurde demzufolge während des jüngeren Atlantikums vor dem Ulmenabfall abgelagert. Eine genauere Einordnung in die Phasen Troels-Smith A, B oder Iversen 1 ist nicht möglich. Die ^{14}C -Alter passen grundsätzlich zur Einstufung in das jüngere Atlantikum.

Der Übergang von Ostseeschlick zu marinem Sand wurde anhand eines Holzrestes auf 3520-3370 BC cal (KIA 14780) datiert. In den Einzelspektren zu dieser Datierung fällt insbesondere der niedrige *Ulmus*-Wert auf, der einen Beginn der Sandschüttung nach dem Ulmenabfall belegt. Anhand der hohen Werte des Siedlungsanzeigers *Plantago lanceolata* kann der Ablagerungszeitraum der ersten marinen Sande auf die Zone Iversen 2a und b eingegrenzt werden. Das ^{14}C -Alter ist somit nach Tab. 2 (Kap. 5.6) verlässlich.

Ein weiterer Holzrest wurde ca. 1 m oberhalb der vorherigen Probe aus dem marinen Sand zur Datierung entnommen. Das ^{14}C -Alter von 3350-3100 BC cal (KIA 14779) wurde nicht durch Pollenanalysen überprüft, erscheint aber auf Grund seiner chronologischen Position in der Abfolge der Daten plausibel.

Das Ende der marinen Phase der Oldenburger Förde fällt nach der Datierung der frühen limnischen Mudde bei Ehlerstorf kurz vor 2860-2600 BC cal (KIA 14778). Pollenanalytisch sind die Einzelspektren auf Grund des relativ hohen *Fraxinus*-Wertes in die Phase Iversen 3b einzuordnen. Die Datierungen widersprechen sich nicht. Der jüngere Abschnitt des liegenden Sandes ist nach dem hohen Anteil des *Pediastrum*-Pollens bereits unter limnischen Bedingungen abgelagert worden, so dass der Beginn der Aussüßung im Zeitraum um 3000 bis 2900 BC cal anzusetzen ist.

Der Beginn der Verlandung in diesem Bereich des Oldenburger Grabens wurde nach der ^{14}C -Datierung des liegenden Abschnitts des Torfes auf 1730-1610 BC cal (KIA 14777) bestimmt. Auf Grund des fehlenden Pollens von *Fagus* und *Carpinus* in den dazu gehörigen Einzelspektren muss die Verlandung im Subboreal eingesetzt haben. Somit bestätigt sich das ^{14}C -Alter. Der Torf setzt sich u. a. aus Igelkolben, Sauergräsern und Schilf zusammen. Der hohe Wert des *Alnus*-Pollens in Verbindung mit dem Pollen von *Frangula alnus* (Faulbaum) und *Humulus lupulus* (Hopfen) spricht für die Ausbreitung von Erlenwäldern in unmittelbarer Nähe der Kernposition.

9. Postglazialer Meeresspiegelanstieg in der Grube-Wesseker Niederung

Im Rahmen des Forschungsprojektes wurden in der Grube-Wesseker Niederung insgesamt fünf Transgressionskontakte an Sedimentkernen untersucht. Darüber hinaus wurden im Umfeld von archäologischen Ausgrabungen weitere Anhaltspunkte zum postglazialen Meeresspiegelanstieg identifiziert und datiert.

9.1 Bewertung der Transgressionskontakte

9.1.1 Kernbohrung Rosenhof (Rosenhof 1981)

Der Transgressionskontakt im Rosenhofer Toteisloch liegt in einer Teufe von -9,07 m NN (Kap. 8, Abb. 17). Nach den Ergebnissen der Pollenanalyse lagerte über einer ehemals landfesten Torfoberfläche, die den Abschluss einer Abfolge spätpleistozäner und frühholozäner Seesedimente markiert, während der Phase Troels-Smith A zunächst ein Brackwassertorf ab. Dieser zeigt eine erneute Vernässung des Standortes durch Grundwasserrückstau unter Einfluss des ansteigenden Meeresspiegels an. Der Brackwassertorf wurde im Zuge des weiteren Meeresspiegelanstiegs ohne Anzeichen einer Abrasion von Ostseeschlick überlagert (Kap. 8.1). Es handelt sich somit bei dem Brackwassertorf um einen „Basistorf“ nach LANGE & MENKE (1967). Zur Überprüfung der Gültigkeit der Teufe des Transgressionskontaktes als Anhaltspunkt für die zeitgleiche Meeresspiegelhöhe muss die Morphologie der pleistozänen Oberfläche im Umfeld der Kernbohrung berücksichtigt werden. Östlich des Toteisloches steigt diese auf -6,0 m NN an (vgl. Anl. 1). Zum Zeitpunkt der Transgression muss der Meeresspiegel demnach mindestens bei -6,0 m NN gelegen haben. Der Transgressionskontakt liegt 3 m unterhalb dieses Mindestniveaus.

Auf Grund der im Liegenden des Basistorfes anstehenden limnischen Sedimente ist darüber hinaus postsedimentäre Kompaktion möglich. Hierzu wurden stratigraphische und pollenanalytische Ergebnisse der Ausgrabungen Siggeneben-Süd (Grube LA 12a, MEURERS-BALKE 1983) und Rosenfelde (Grube LA 83) aus der näheren Umgebung der Kernbohrung herangezogen (Kap. 4.5, Abb. 12 und Anl. 1). Nach den Ergebnissen der Pollenanalyse erfolgte die Transgression im Bereich des Rosenhofer Toteisloches am Ende der Phase Troels-Smith A. Diese Phase endet um 4600 BC cal, das Alter der Transgression ist demnach zwischen 4800 und 4600 BC cal anzusetzen. Während dieser Zeit lagerten sich am Fundplatz Siggeneben-Süd bereits submarine Sedimente in Teufen um -4,15 m NN ab (MEURERS-BALKE 1983: Tafel 12; KALIS & MEURERS-BALKE 1998: Abb. 5). Nach den Befunden am benachbarten Fundplatz Rosenfelde kann um 4800 BC cal ein Meeresspiegel nahe -4,0 m NN nachgewiesen werden (frdl. mdl. Mitt. Dr. S. Hartz und Kap. 9.4.1). Der Meeresspiegel hatte demnach im Bereich der Dahmer Bucht am Ende der Phase Troels-Smith A um 4800 BC cal mindestens ein Niveau nahe -4,0 m NN erreicht. Daraus ergibt sich eine Differenz zwischen dem Niveau des Transgressionskontaktes und dem an den Fundplätzen nachgewiesenen Mindestniveau des Meeresspiegels von etwa 5 m.

Geht man davon aus, dass der Brackwassertorf zum Zeitpunkt seiner Überflutung auf dem Niveau des zeitgleichen Meeresspiegels von mindestens -4,0 m NN lag, so ergeben sich daraus folgende Konsequenzen:

- Im Zuge des Meeresspiegelanstiegs wurden östlich des Toteisloches stellenweise mindestens 2 m mächtige Sedimente durch Abrasion abgetragen.
- Es ist eine postsedimentäre Kompaktion der Sedimente im Liegenden des Transgressionskontaktes von mindestens 5 m möglich.
- Das rezente Niveau des Transgressionskontaktes entspricht unter keinen Umständen der Meeresspiegelhöhe zum Zeitpunkt der Transgression und kann demzufolge nur als ein Mindestniveau des Meeresspiegels gewertet werden.

SCHMITZ (1952) beschreibt einen Höhenunterschied von 2 m für zwei gleich alte Transgressionskontakte im Bereich von Travemünde an der inneren Lübecker Bucht (Anh. 8, Nr. 6 und 7). Die dort beschriebene Sedimentabfolge limnische Mudde-Verlandungstorf-Basistorf-Ostseeschlick entspricht der Rosenhofer Kernbohrung. Die limnischen Sedimente im Liegenden des tiefer liegenden Transgressionskontaktes sind deutlich mächtiger als bei dem höher gelegenen. Den Grund für den Höhenunterschied der Transgressionskontakte sieht SCHMITZ (1952) in der Überflutung eines zur Ostsee abgeschlossenen Beckens nach Überwindung der trennenden Schwelle, was zu einer sprunghaften Wasserstandserhöhung in diesem Becken geführt hat. Damit kann aber nicht erklärt werden, warum bei beiden Kontakten eine allmähliche Vernässung des Standortes vor der Überflutung in Form eines Basistorfes nachweisbar ist. Diese Vernässung ist auf den steigenden Grundwasserspiegel im Zuge der Transgression zurückzuführen. Der Grundwasserspiegel muss aber an den nur 90 m voneinander entfernten Kernpositionen auf dem gleichen Niveau gelegen haben. Für den Höhenunterschied muss daher die Kompaktion der liegenden Sedimente verantwortlich sein. Die Transgressionskontakte bildeten sich zum Zeitpunkt der Überflutung des Basistorfes auf dem gleichen Niveau. Ihre rezente Teufe ist durch die Kompaktion der unterschiedlich mächtigen liegenden Sedimente nicht als Anhaltspunkt für die zeitgleiche Meeresspiegelhöhe zu werten.

Im Oldenburger Graben wird die natürliche Kompaktion durch die Auswirkungen der künstlichen Entwässerung verschärft. Der Anteil der Entwässerung an der Gesamtkompaktion ist auf Grund der vergleichsweise kurzen Zeitdauer von etwa 100 Jahren als gering einzustufen. Zur Korrektur der Teufe des Transgressionskontaktes müsste die Zusammensetzung und das Setzungsvermögen der liegenden sowie die Auflast der hangenden Sedimente in Abhängigkeit vom Alter des Transgressionskontaktes berücksichtigt werden. Auch mögliche anthropogene Faktoren müssten einbezogen werden. Die Berechnung kann im Rahmen dieser Arbeit nicht erbracht werden. Eine objektive Korrektur ist aber für Kontakte mit liegenden limnischen Sedimenten unverzichtbar, da eine reine Abschätzung der Kompaktion mit Abweichungen im Meterbereich behaftet sein kann und somit für die Rekonstruktion der Meeresspiegelhöhe nur subjektiven Charakter hat.

9.1.2 Kernbohrung Rosenfelde/OBG 208

An dieser Kernposition wurde eine vergleichbare Sedimentabfolge wie im Rosenhofer Toteisloch erbohrt (Abb. 17). Die ältesten marinen Sedimente lagerten sich in einer rezenten Teufe von -8,14 m NN kurz vor Beginn der Phase Troels-Smith A um 5325-5255 BC cal ab (Kap. 8.2). Der Beginn der marinen Überflutung ist an dieser näher zur heutigen Ostsee gelegenen Profilstelle früher erfolgt als bei Rosenhof. Der Transgressionskontakt liegt dagegen deutlich höher. Problematisch ist die Rekonstruktion seines tatsächlichen Niveaus zum Zeitpunkt der Transgression. Die erforderliche Korrektur hätte ohne weitere Untersuchungen den Charakter einer groben Abschätzung. Hinzu kommt, dass der Transgressionskontakt in einer vermutlich isolierten Senke liegt und die Höhen der umgebenden Schwellen in östlicher Richtung nicht detailliert bekannt sind (Anl. 1). Eine Korrektur würde demzufolge nur eine Annäherung an das tatsächlich überflutete Niveau erbringen. Die Aussage des Transgressionskontaktes beschränkt sich darauf, dass um 5300 BC cal der Meeresspiegel in der Dahmer Bucht mindestens ein Niveau von -8,14 m NN erreicht hatte.

9.1.3 Kernbohrung Schwelbek/OBG 163

An der Basis des marinen Ostseeschlicks wurde in einer Teufe von -7,80 m NN limnische Mudde erbohrt (Abb. 17). Die Transgression des Seebeckens erfolgte in diesem Bereich des Zentralen Beckens nach den ¹⁴C-Datierungen und Pollenanalysen um 3995-3905 BC cal (Kap. 8.3). Da keine landfeste Oberfläche überflutet wurde, ist die Teufe der ältesten marinen Ablagerungen abhängig von der Morphologie des ehemaligen Seebeckens und beinhaltet keine direkte Aussage zur zeitgleichen Meeresspiegelhöhe.

Ein Mindestniveau des zeitgleichen Meeresspiegels kann in diesem Fall über die detaillierte Kenntnis der pleistozänen Oberfläche rekonstruiert werden (Anl. 1). Die Kernposition liegt östlich der Hochlage der pleistozänen Oberfläche des Zentralen Beckens (Kap. 7.2). Diese Schwelle konnte erst bei einem Meeresspiegel von ca. -3,5 m NN überwunden werden. Es handelt sich hierbei um ein Mindestniveau, da die Schwelle durch marine Abrasion verändert worden sein kann. Das Zentrale Becken ist von der Dahmer Bucht durch den schmalen Gruber Kanal getrennt, so dass die hydrodynamische Wirkung von Wellen als gering einzustufen ist. Die Morphologie der pleistozänen Oberfläche ist durch die Transgression wenig verändert worden. Glaziale Strukturen wie Rinnen oder sandige Oser können auch rezent anhand von Bohrungen nachgewiesen werden (vgl. Anl. 1). Daher wird ein Oberflächenverlust im Bereich der Schwellen von maximal 50 cm postuliert. Der Meeresspiegel im Zentralen Becken des Oldenburger Grabens lag demnach um 3950 BC cal mindestens bei -3,0 m NN.

Die Teufe des Übergangs von limnischen zu marinen Sedimentationsbedingungen weist eine Differenz von ca. 4,8 m zum rekonstruierten Mindestniveau auf. Ohne detaillierte Kenntnisse der lokalen Geologie wäre die Rekonstruktion dieses Niveaus nicht möglich.

9.1.4 Kernbohrung Weißenhaus/OBG 234

Im Liegenden der Dünen- und Strandwall-Sedimente von Weißenhaus wurde ein stark komprimierter Torf im Liegenden von Ostseeschlick in einer Teufe von -14,76 m NN erbohrt (Abb. 17). Das ¹⁴C-Alter der Torfoberfläche von 6390-6250 BC cal konnte mit Hilfe der Pollenanalyse bestätigt werden. Dem Pollenspektrum ist ferner zu entnehmen, dass es sich um eine zumindest zeitweise trocken gefallene ehemalige Landoberfläche handelt (Kap. 8.4). Da der Torf keine zunehmende Vernässung des Standortes anzeigt, kann er nicht als „Basistorf“ im Sinne von LANGE & MENKE (1967) gewertet werden. Es ist nicht auszuschließen, dass zwischen dem Torf und den marinen Sedimenten ein Hiatus vorliegt, der eine Bestimmung des Transgressionsbeginns sowie des tatsächlichen Niveaus des Meeresspiegels erschwert.

Der Torf konnte nicht vollständig durchteuft werden. Unter Berücksichtigung des geologischen Profils Weißenhaus (Anh. 6) sind weitere limnische Sedimente im Liegenden des Torfes zu erwarten. Die Berücksichtigung der Kompaktion des Torfes und der liegenden Sedimente ist ein weiterer Unsicherheitsfaktor bei der Bestimmung der zeitgleichen Meeresspiegelhöhe.

Somit ergeben sich zwei Unsicherheiten bei der Bestimmung des Meeresspiegels anhand der Teufe des Transgressionskontaktes, deren Einfluss nur über eine detaillierte pollenanalytische Untersuchung sowie eine genaue Kenntnis der liegenden Sedimente abzuschätzen wäre. Es kann nur der Zeitraum der Überflutung eingengt werden. Die Teufe des Kontaktes von -14,76 m NN stellt in diesem Fall ein Mindestniveau dar, das kurz nach 6300 BC cal bereits überschritten gewesen sein muss. Der genaue Zeitpunkt kann nicht angegeben werden, da von den ältesten marinen Sedimenten keine ¹⁴C-Datierung vorliegt. Angaben zur tatsächlichen Meeresspiegelhöhe hätten an dieser Stelle rein spekulativen Charakter.

9.1.5 Kernbohrung Ehlerstorf/OBG 256

Die Profilstelle liegt im Bereich der Johannisbek-Rinne (vgl. Kap. 7.2 und Anl. 1). Diese weist in ihrem Verlauf keine deutlichen Schwellen auf. Die Transgression folgte hier einem ansteigenden Relief. In dieser morphologischen Situation kann es zur Bildung von weitgehend unverfälschten Transgressionskontakten kommen. An der Basis des Ostseeschlicks wurden in einer Teufe von -4,74 m NN Reste eines Eichenstammes erbohrt (frdl. mdl. Mitt. Dipl. Hist. S. Labes). Eine Kontrollsondierung sowie Bohrungen aus dem Archiv des LANU (SEIFERT 1963) weisen in unmittelbarer Umgebung der Profilstelle in

vergleichbaren Teufen bis zu 60 cm mächtigen Bruchwaldtorf auf. Es ist daher nahe liegend, dass der Stamm Bestandteil dieses Torfes ist und die Eiche durch die zunehmende Verbrückung des Standortes im Zuge des Meeresspiegelanstiegs zu Grunde ging. Somit kann es sich um einen Basistorf im Sinne von LANGE & MENKE (1967) handeln. Da der Stamm dem pleistozänen Till aufliegt, stellt er die unterste und vermutlich auch die oberste Begrenzung des Torfes dar. Somit wäre eine Setzung des Torfes an dieser Stelle vernachlässigbar. Bei einer angenommenen Sedimentationsrate von 1 mm/Jahr begann die Ablagerung von Ostseeschlick um 5150-5030 BC cal. Die Überflutungshöhe ist mit etwa 0,5 m anzusetzen (SEIFERT 1963). Demnach lag der Meeresspiegel um 5100 BC cal im westlichen Oldenburger Graben zwischen -4,74 und -4,24 m NN.

9.2 Kategorisierung von Transgressionskontakten

Die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Transgressionskontakte belegen das Spektrum der Probleme, die eine Rekonstruktion des postglazialen Meeresspiegelanstiegs im Oldenburger Graben und in der südwestlichen Ostsee erschweren. Während die Datierungen der Transgressionskontakte durch ¹⁴C-Messungen und parallel durchgeführte Pollenanalysen abgesichert werden können, ist das tatsächliche Niveau des zeitgleichen Meeresspiegels auf Grund von Sedimentkompaktion und Hiaten häufig nur abzuschätzen, was zu wenig verlässlichen Aussagen führt. Diese können Fehler von mehreren Metern beinhalten. Für die Rekonstruktion des postglazialen Meeresspiegelanstiegs sollten die maximal tolerierbaren Abweichungen aber im Dezimeterbereich liegen (KIDSON 1986).

SEIFERT (1955: 37/38) hob hervor, dass die Voraussetzung zur Auswertung von Transgressionskontakten aus Niederungsgebieten „eine eingehende Kenntnis der Morphographie vor Anstieg des Meeresspiegels und der örtlichen Entwicklung der Sedimentation“ ist und dass es „nur bei eingehender Kenntnis der näheren Bildungsumstände [...] möglich ist, das örtliche Ergebnis [...] zu verallgemeinern“. Ferner beurteilte er die Qualität verschiedener Transgressionskontakte, die für die Erstellung von Strandlinienverschiebungskurven herangezogen werden können. Seine Ergebnisse werden an dieser Stelle aufgegriffen und durch die eigenen Untersuchungen ergänzt, um die Verlässlichkeit von Transgressionskontakten zu überprüfen. Es ergeben sich mindestens 5 mögliche lithologische Ausprägungen von Transgressionskontakten.

- Kategorie A: Die marinen Sedimente stehen im Hangenden glazialer Sedimente an.
Die Teufe des Transgressionskontaktes muss nicht der Meeresspiegelhöhe während der Überflutung entsprechen, da vor der Ablagerung der marinen Sedimente die ehemalige Landoberfläche teilweise abradert worden sein kann oder es bis zum Zeitpunkt ihrer Ablagerung auf Grund einer verstärkten Hydrodynamik zu keiner dauerhaften Sedimentation gekommen ist; handelt es sich bei den marinen Sedimenten um Sand, ist darüber hinaus selten eine verlässliche Datierung möglich.
- Kategorie B: Die marinen Sedimente stehen im Hangenden von limnischer Mudde an.
Der Transgressionskontakt liefert keinen konkreten Anhaltspunkt zur zeitgleichen Meeresspiegelhöhe, da ein ehemaliges Seebecken von der Ostsee überflutet wurde und die Seespiegelhöhe zur Zeit des Salzwassereinbruchs selten bekannt ist; die Rekonstruktion eines Mindestniveaus ist unter Umständen bei detaillierter Kenntnis der geologischen Verhältnisse der Umgebung des Kontaktes möglich.
- Kategorie C: Ein mariner Sand steht im Hangenden von Torf an.
Ein Hiatus auf Grund mariner Abrasion des Torfes ist wahrscheinlich, hinzu kommt die mögliche Kompaktion des Torfes und möglicher liegender limnischer Sedimente; nach SEIFERT (1955: 38) ist es wünschenswert, dass „die Sedimente über und unter dem Kontakt organogen sind“.

- Kategorie D: Ostseeschlick steht im Hangenden eines Verlandungstorfes an.
Der Torf zeigt den Abschluss einer Gewässerentwicklung und nicht eine zunehmende Vernässung infolge des Meeresspiegelanstieges an, ist also kein Basistorf im Sinne von LANGE & MENKE (1967); zwischen Torf und Schlick ist ein Hiatus wahrscheinlich; zusätzlich erschwert die Abschätzung der Kompaktion der liegenden limnischen Sedimente die Rekonstruktion der zeitgleichen Meeresspiegelhöhe.
- Kategorie E: Ostseeschlick steht im Hangenden eines Basistorfes an.
Dieser Kontakt eignet sich für die Rekonstruktion des zeitgleichen Meeresspiegels, wenn folgende Punkte beachtet werden:
- die lokale Vegetationsentwicklung zeigt eine zunehmende Vernässung des Standortes an;
 - der Torf wird ohne merkliche Erosion von marinen Sedimenten überlagert, eine Datierung der liegenden und hangenden Sedimente ist notwendig;
 - im Liegenden des Torfes stehen pleistozäne Sedimente an;
 - eine geringe Mächtigkeit des Torfes ermöglicht die realistische Berücksichtigung der Kompaktion;
 - einzelne Becken, die durch pleistozäne Rücken oder Strandwälle von der offenen See abgeriegelt sind, geraten erst nach der Überflutung dieser Schwellen unter marinen Einfluss;
 - die Tiefe des Transgressionskontaktes entspricht nicht unbedingt dem mittleren Wasserstand zur Transgressionszeit, da sich z.B. Ostseeschlick erst bei einer Wasserbedeckung von ca. 0,5 m ablagern (SEIFERT 1963);
 - die Ungenauigkeit der Bohrmethode ist zu berücksichtigen.

Der Übergang von glazialen zu marinen Sedimenten nach Kategorie A liefert in den meisten Fällen nur ein Mindestniveau des zeitgleichen Meeresspiegels. Die Tiefe des Kontaktes limnisch/marin nach Kategorie B kann nicht direkt mit einer Meeresspiegelhöhe in Verbindung gebracht werden. Bei detaillierter Kenntnis der lokalen Geologie sind indirekte Aussagen zu einem Mindestniveau möglich (Kernbohrung OBG 163, Kap. 9.1.3). Der Übergang von Torf zu marinem Sand nach Kategorie C entspricht nur dann einer Meeresspiegelhöhe, wenn es sich um einen Basistorf handelt und die unter E aufgeführten Anforderungen erfüllt sind. Ansonsten handelt es sich um ein Mindestniveau. Die rezente Tiefe von Transgressionskontakten der Kategorie D kann auf Grund von Hiaten und Kompaktion der liegenden Sedimente deutlich von der Meeresspiegelhöhe während der Transgression abweichen (Kernbohrung OBG 234, Kap. 9.1.4). Ohne weitere Untersuchungen ist der zeitgleiche Meeresspiegel nicht bestimmbar. Es kann nur ein Mindestniveau rekonstruiert werden. Dieses kann erheblich von der tatsächlichen Meeresspiegelhöhe abweichen. Nur Transgressionskontakte der Kategorie E ermöglichen unter Berücksichtigung der aufgeführten Anforderungen eine Rekonstruktion des zeitgleichen Meeresspiegels (vgl. Kernbohrung OBG 256, Kap. 9.1.5).

Von den fünf genannten Transgressionskontakten aus dem Oldenburger Graben fallen nur die Kontakte von Rosenhof und Ehlerstorf in die Kategorie E. Der Rosenhofer Kontakt ist unter Berücksichtigung der zu erfüllenden Anforderungen nur als Mindestniveau zu werten. Der Ehlerstorfer Transgressionskontakt ist verlässlich, wenn der datierte Eichenstamm der Oberkante des Bruchwaldtorfes entspricht. Der Übergang von limnischen zu marinen Sedimenten in der Kernbohrung Schwelbek (Kategorie B) datiert nur indirekt ein Mindestniveau. Die beiden weiteren Kontakte fallen in die Kategorie D und sind nicht zur Rekonstruktion des zeitgleichen Meeresspiegels sondern nur zur Ermittlung eines Mindestniveaus geeignet.

9.3 Kategorisierung und Bewertung weiterer Transgressionskontakte aus der Grube-Wesseker Niederung

Ausgehend von der erarbeiteten Kategorisierung konnten neun weitere Transgressionskontakte aus Kernen des Oldenburger Grabens auf ihre meeresspiegelrelevante Aussage überprüft werden.

TAPFER (1940) erbohrte im Zentralen Becken des Oldenburger Grabens („Moorkathe“) einen 20 cm mächtigen Bruchwaldtorf unter Ostseeschlick. Das Alter des Transgressionskontaktes in -4,10 m NN wurde pollenanalytisch auf das ältere Subboreal (3700 bis 2600 BC cal) eingeeengt (TAPFER 1940; SCHMITZ 1953). Der Torf ist von 20 cm sandiger limnischer Mudde über pleistozänem Sand unterlagert. Somit entspricht der Transgressionskontakt der Kategorie D. Das Pollendiagramm weist im Niveau des Kontaktes deutliche Sprünge im Kurvenverlauf auf. Ein Hiatus ist wahrscheinlich. TAPFER (1940: 174) geht in seiner Betrachtung davon aus, dass es im Oldenburger Graben nur „flache Süßwassertümpel“ gab, die sich durch Grundwasserrückstau im Zuge des Meeresspiegelanstiegs bildeten. Tatsächlich gab es jedoch lange vor der Transgression bereits tiefe Seen (vgl. Kap. 7.3). Die Kernposition liegt im Randbereich des ehemaligen Schwelbeker Sees. Der Torf ist vermutlich als randliche Verlandung dieses Seebeckens zu deuten. Darüber hinaus liegt die Bohrung westlich der pleistozänen Hochlage des Zentralen Beckens, die erst bei einer Meeresspiegelhöhe von mindestens -3,0 m NN überflutet werden konnte (vgl. Kap. 9.1.3). Die Teufe des Transgressionskontaktes stellt ein Mindestniveau des zeitgleichen Meeresspiegels dar.

Ein weiterer Kontakt wurde von TAPFER (1940) bei Dannau im westlichen Oldenburger Graben untersucht. Die Abfolge von Ostseeschlick über pleistozänem Untergrund in einer Teufe von -2,30 m NN entspricht der Kategorie A. Auf Grund der an der Basis anstehenden sandigen pleistozänen Sedimente ist mit einer Abrasion der ehemaligen Landoberfläche vor der Ablagerung des Schlickes zu rechnen, so dass nur eine Aussage zum Mindestniveau des zeitgleichen Meeresspiegels möglich ist. Nach der pollenanalytischen Datierung von TAPFER (1940) lagerten sich die ältesten marinen Sedimente im älteren Subboreal ab. SCHMITZ (1953) datierte das Ablagerungsalter in das Subatlantikum (Übergang PZ X/XI, 130 BC cal bis 100 AD cal nach WIETHOLD 1998). Da zu dieser Zeit die marine Phase des Oldenburger Grabens lange beendet war, muss es sich hierbei um eine fehlerhafte Nachdatierung handeln.

VENUS (1965, 2004) untersuchte sieben Bohrprofile aus dem Oldenburger Graben zur Frage des Alters der marinen Sedimente. Die Ergebnisse wurden teilweise von SEIFERT (1963) übernommen. Drei der Profilstellen liegen in unmittelbarer Nähe zu den eigenen Kernbohrungen (vgl. Anh. 2).

1. Im Pollenprofil Wangels-Brök wurde der Kontakt von Detritusmudde zu Ostseeschlick in einer Teufe von -16,85 m NN in die Mitte des Atlantikums datiert (VENUS 1965, 2004). Die Basis der limnischen Sedimente wurde bei der Bohrung nicht erreicht. SEIFERT (1963) berechnete eine Kompaktion der Sedimente von etwa 2,5 m. Da die Mächtigkeit der liegenden limnischen Sedimente nicht bekannt ist, kann es sich bei dieser Angabe nur um eine Schätzung handeln. Darüber hinaus entspricht die Sedimentabfolge des Transgressionskontaktes der Kategorie B und beinhaltet keine konkrete Aussage zur zeitgleichen Meeresspiegelhöhe. SEIFERT (1963) übertrug das Alter der Überflutung auf Transgressionskontakte im Bereich der östlichen Mündung des Oldenburger Grabens bei Dahme in Teufen von -13 bis -14 m NN. Daraus schloss er auf einen Beginn der Transgression um 6000 bis 5500 BC cal bei einem Meeresspiegel von -13 bis -14 m NN in beiden Mündungsbereichen.
2. In der Weißenhäuser Bucht wurde südwestlich von Kleinwessek eine weitere Bohrung abgeteuft. In einer Teufe von -11,30 m NN wurde im Liegenden von Ostseeschlick eine 20 cm mächtige Schilllage über Schluff erbohrt. Der Schluff ist

nach Bohrergebnissen aus der unmittelbaren Umgebung der Kernposition als pleistozäne Oberfläche anzusprechen. Im weiteren Verlauf der Bohrung verklemmte sich ein Stein im Kernrohr. Die parallel dazu geborgenen Schwemmtorfe stammen vermutlich nicht aus der angegebenen Teufe. Sie sind als gestörte Probe aus hangenden Sedimenten zu deuten. Der Kontakt entspricht somit der Kategorie A. Nach der pollenanalytischen Datierung (VENUS 1965, 2004) lag der Meeresspiegel am Ende des Atlantikums (um 3800 BC cal) mindestens auf einem Niveau von -11,30 m NN.

3. Ein weiterer Transgressionskontakt bei Ehlerstorf (Oldenburg-Dannau, VENUS 1965, 2004) entspricht nach der Sedimentabfolge Detritusmudde-Ostseeschlick der Kategorie B. Der Zeitpunkt der Transgression fällt in das jüngere Atlantikum (6000 bis 3800 BC cal) kurz vor der Eschenausbreitung (kurz vor 4500 BC cal nach WIETHOLD 1998). Die Teufe des Kontaktes von -6,72 m NN hat keinen Bezug zur zeitgleichen Meeresspiegelhöhe sondern ist als ein Mindestniveau zu werten. VENUS (2004) ging von einer Lage des Ablagerungsraumes hinter einer Geländeschwelle aus.
4. Bei Oldenburg wurde der Übergang von einer braunen Mudde zu Ostseeschlick in einer Teufe von -2,86 m NN in das jüngere Subboreal (2600 bis 750 BC cal) datiert (VENUS 1965, 2004). Die Schwankungsbreite der Datierung ist für verlässliche Aussagen zum Ablauf der postglazialen Transgression zu groß.
5. Bei Schwelbek wurde der Übergang von limnischer Mudde zu Ostseeschlick (Kategorie B) in einer Teufe von -7,20 m NN erreicht (VENUS 1965, 2004). Die Pollenanalyse verweist den Kontakt an den Beginn des jüngeren Atlantikums (Phase Troels-Smith B/Iversen 1, frdl. mdl. Mitt. Dr. J. Meurers-Balke). Das nach den Überlegungen zum Kern OBG 163 (Schwelbek) ermittelte Mindestniveau des Meeresspiegels, das zur Überflutung dieses Bereiches des Oldenburger Grabens nötig war, kann auf die Datierung von VENUS (1965, 2004) übertragen werden. Der Meeresspiegel lag zwischen 4600 und 3710 BC cal mindestens bei -3,0 m NN. Die eigene Datierung der ältesten marinen Sedimente im Schwelbeker Toteisloch ermöglicht eine konkretere Aussage zum Zeitpunkt der Transgression.
6. Bei Klenau zwischen Schwelbek und Grube untersuchte VENUS (2004) einen Transgressionskontakt in einer Teufe von -3,95 m NN. Im Liegenden von Ostseeschlick wurde eine 35 cm mächtige Detritusmudde im Hangenden von pleistozänem Grobsand erbohrt. Der Kontakt entspricht der Kategorie B und beschreibt ein Mindestniveau des zeitgleichen Meeresspiegels am Ende des jüngeren Atlantikums (um 4000 BC cal).
7. Etwa 1 km südsüdöstlich der Bohrung Klenau steht im Bereich des ehemaligen Gruber Sees über pleistozänem Sand ein 45 cm mächtiger Schilftorf (frdl. mdl. Mitt. Dr. J. Meurers-Balke) unter Ostseeschlick an (VENUS 1965, 2004). Der Transgressionskontakt in einer Teufe von -5,90 m NN entspricht der Kategorie E, möglicherweise liegt aber zwischen dem Torf und dem Ostseeschlick ein Hiatus vor. Der Kontakt kann pollenanalytisch an den Beginn der Phase Troels-Smith A um 4900 BC cal datiert werden (frdl. mdl. Mitt. Dr. J. Meurers-Balke, Dr. J. Kalis). Unter Berücksichtigung der Morphologie der pleistozänen Oberfläche und einer möglichen Abrasion im Bereich des Gruber Kanals kann im Gruber Becken erst ab einem Mindestniveau des Meeresspiegels von -4,5 bis -4,0 m NN von marinen Sedimentationsbedingungen ausgegangen werden (vgl. Anl. 1).

9.4 Geoarchäologische Beiträge zum postglazialen Meeresspiegelanstieg in der Grube-Wesseker Niederung

Im Zuge der interdisziplinären Zusammenarbeit konnten anhand von archäologischen, geobotanischen und geologischen Untersuchungen weitere Meeresspiegelmarken identifiziert werden. Ein Vorteil bei der Rekonstruktion von Meeresspiegelhöhen im Bereich archäologischer Ausgrabungen ist, dass im Liegenden der Fundschichten meist nur geringmächtige organische Sedimente anstehen oder sie dem pleistozänen Untergrund

direkt aufliegen. Darüber hinaus sind sie selten von mehr als 1-2 m mächtigen Weichsedimenten bedeckt. Eine Sedimentkompaktion kann weitgehend ausgeschlossen werden (MEURERS-BALKE 1983; HOIKA 1987).

9.4.1 Ausgrabung Rosenhof (Grube LA 58) und Rosenfelde (Grube LA 83)

Im Zuge der Ausgrabungen in der Dahmer Bucht wurde eine Baumwurzel auf pleistozänem Untergrund in einer Teufe von -4,12 m NN in die Zeit um 5300-5140 BC cal (KIA 20790) datiert. Ferner wurde bei der Anlage eines Suchschnittes eine Feuerstelle mit Holzkohleresten in einer Teufe von -4,36 m NN auf pleistozänem Untergrund dokumentiert, deren Datierung ein Alter um 5305-5210 BC cal (KIA 20789) ergab. Beide Teufen beschreiben ein Niveau, dass zu dem entsprechenden Zeitpunkt noch landfest gewesen sein muss. Derartige Befunde werden in Folgendem als Landmarken bezeichnet.

Bei der Anlage eines Suchschnittes auf einer flachen Geländekuppe am Südost-Ausläufer des Jarbock-Hügels wurde im Hangenden von Till und im Liegenden von Ostseeschlick eine bis zu 80 cm mächtige sandige Geröllschicht mit vereinzelt Schalenresten mariner Mollusken aufgenommen (Abb. 19). Die horizontale Ausdehnung der Geröllschicht konnte mit dem Georadar bestimmt werden. Im hangenden Abschnitt sind zwei Schilllagen mit Mächtigkeiten im cm-Bereich eingeschaltet. Den Abschluss der Geröllschicht bildet eine weitere Schilllage.

Der Till ist im hangenden Abschnitt durch Bodenbildung an Ton und Schluff verarmt, so dass gröbere Bestandteile und Steine relativ angereichert sind. Für eine Bodenbildung sprechen auch sporadisch auftretende Wurzelreste. Das Sediment ist nahezu pollenleer. Die Geröllschicht besteht zu etwa 25 Gew.-% aus scharfkantigen Flintbruchstücken neben abgerollten Steinen und Kiesen, unter denen Flint selten ist, und wenigen Artefakten (ca. 5 Gew.-%, Abb. 18). Intakte Flintknollen wurden nur im Liegenden der Geröllschicht angetroffen.

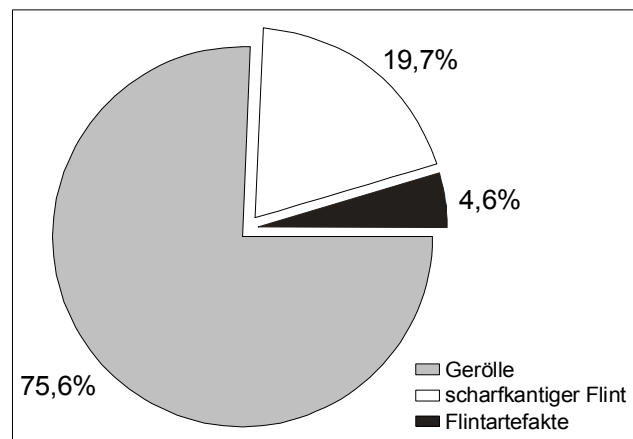


Abb. 18: Zusammensetzung der Steinfraction der Geröllschicht im Suchschnitt Rosenhof 2003.

Aus küstengeologischer Sicht belegt die Geröllanreicherung eine Aufarbeitung des anstehenden, an Ton und Schluff abgereicherten Tills zu einem Restsediment. Diese Aufarbeitung ist nur durch einen hohen Energieeintrag durch Wellen auf diesen fossilen Küstenabschnitt zu erklären. Unweit des Suchschnittes wurde in Teufen von -3,8 bis -4,0 m NN Reste einer temporär genutzten erdbebellezeitlichen Fischfangstation in Form von scharfkantigen Flintartefakten, feuerzermürbten (Koch-)Steinen, Tierknochen (teilweise im Skelettverband), bearbeiteten Hölzern und botanischen Resten unter einer dünnen Sandschicht und Ostseeschlick gefunden (HARTZ 2004). Eine Umlagerung der Funde im Zuge des Meeresspiegelanstiegs ist nicht oder nur in geringem Umfang nachweisbar. Feine Flintabsplisse zeugen von wenig Turbulenzen während der Überflutung des Platzes (frdl. mdl. Mitt. S. Pahl, Schönwalde).

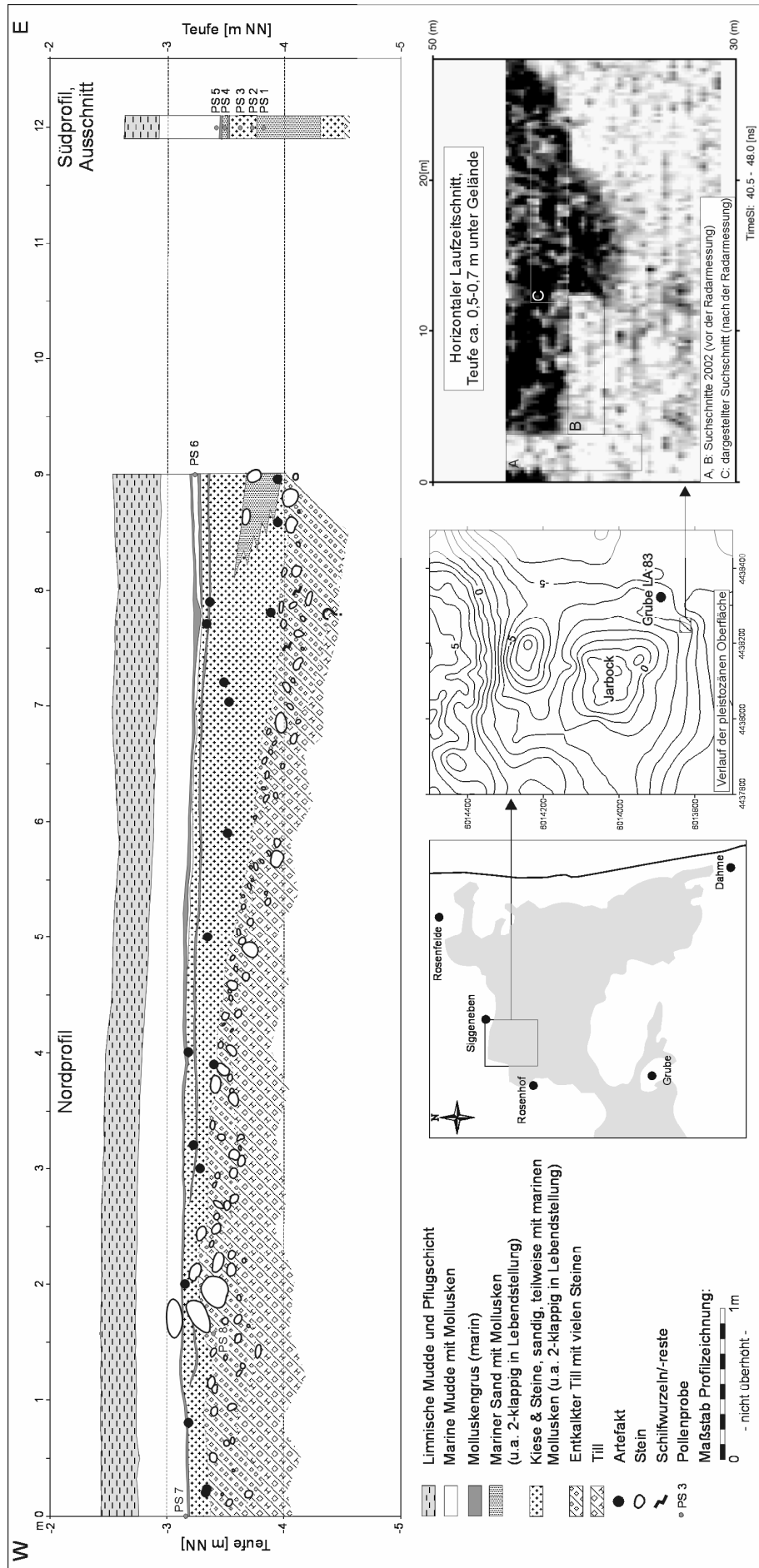


Abb. 19: Profilzeichnung des Suchschnittes Rosenhof 2003. Unten: Lage des Suchschnittes und der Georadar-Profile. Der horizontale Laufzeitschnitt zeigt die Ausdehnung der Geröllschicht (dunkler Reflektor) am Rande des Jarbock-Hügels (mit frdl. Unterstützung Dr. E. Ercul, Inst. f. Geowiss. Univ. Kiel, Abt. Geophysik).

Dieser scheinbare Widerspruch ist anhand der Morphologie der pleistozänen Oberfläche der Dahmer Bucht zu klären (Kap. 7.2). Östlich der beschriebenen Fundstellen verläuft die aus pleistozänen Sedimenten aufgebaute Siggenebener Schwelle, die an ihrem südlichen Ende von der Grube-Dahme Rinne unterbrochen wird (Anl. 1). Bis zu einer Meeresspiegelhöhe von -5,0 m NN bildete diese Schwelle eine landfeste Halbinsel in der Dahmer Bucht und schützte den westlich davon gelegenen Küstenabschnitt vor auflaufendem Seegang. Im Zuge des Meeresspiegelanstiegs auf Werte um -4,0 m NN wurde die Halbinsel überflutet und vermutlich teilweise abradiert. Auch nach der Überflutung haben sich an dieser riffartigen Struktur die auflaufenden Wellen gebrochen, so dass der dahinter liegende Küstenabschnitt weiterhin vor hohem Energieeintrag geschützt war. Erst ab einer Meeresspiegelhöhe um -3,5 bis -3,0 m NN ist hier mit direkter Einwirkung von Wellen und der Aufarbeitung anstehender Sedimente zu rechnen. Zu diesem Zeitpunkt waren die Funde und Befunde am Fundplatz Rosenfelde bereits von einer subaquatisch abgelagerten Sedimentbedeckung vor Abrasion geschützt. Die Erhaltung von Knochen und botanischen Resten in der sandigen Fundschicht spricht dafür, dass der Fundplatz während seiner Nutzung im unmittelbaren Uferbereich lag (frdl. mdl. Mitt. Dr. S. Hartz). Der Meeresspiegel in der Dahmer Bucht lag demzufolge um 4820 BC cal (HARTZ et al. 2004) nahe -4,0 m NN.

Für das Ende der Aufarbeitung des anstehenden Bodens im Bereich des Suchschnitts und die anschließende Ablagerung von Ostseeschlick ist sowohl der weitere Meeresspiegelanstieg als auch die fortschreitende Schüttung von Riffsanden und die Bildung von Strandwällen im Mündungsbereich der Dahmer Bucht verantwortlich. Diese Prozesse führten im Umfeld des Suchschnitts zu ruhigeren Sedimentationsbedingungen. Der Beginn der Schlickablagerung wurde in verschiedenen Teufen pollenanalytisch erfasst. Die Teufen können unter Berücksichtigung einer Wasserbedeckung von mindestens 50 cm als Mindesthöhen des Meeresspiegels während der entsprechenden Zeiträume gewertet werden (Tab. 3).

Tab. 3: Pollenanalytische Datierung von Einzelspektren aus dem Suchschnitt Rosenhof 2003 am Südost-Ausläufer des Jarbock-Hügels (frdl. mdl. Mitt. Dr. J. Meurers-Balke und Dr. J. Kalis)

Proben-Nr.	Sediment	Phase	Zeitraum [BC cal]	Mindesthöhe des Meeresspiegels [m NN]
PS 1	Mariner Sand	Iversen 1a	4300 - 3900	-3,34
PS 2	Sand mit Geröll	Iversen 1a/b	4300 - 3710	-3,24
PS 3	Sand mit Geröll	Iversen 1b	3900 - 3710	-3,14
PS 4	Sand zwischen Schilllagen	Iversen 2b	3400 - 3150	-3,01
PS 5	Ostseeschlick	Iversen 2b	3400 - 3150	-2,94
PS 6	Ostseeschlick	1. Hälfte Iversen 3a	3150 - 3025	-2,74
PS 7	Ostseeschlick	2. Hälfte Iversen 3a	3025 - 2900	-2,67
PS 8	Till/Boden	-	-	-

Bei der aufgearbeiteten Tillkuppe handelt es sich um eine der wenigen Lokationen innerhalb der Niederungsfläche, an der pleistozäner Till vor und während der Transgression an der Oberfläche angestanden hat. Die meisten Kuppen innerhalb der Niederungsfläche bestehen aus Schmelzwassersanden (vgl. Kap. 7.2). Da Steine und besonders Flintknollen steinzeitlich genutzte Rohstoffe darstellen, ist der anstehende Till am Rand des sandigen Jarbock-Hügels vermutlich als Rohstoffquelle genutzt worden. Für eine anthropogene Nutzung dieses Platzes spricht der hohe Anteil an scharfkantigen Flinttrümmern in der Geröllschicht. Derartige Trümmer machen am benachbarten Fundplatz Siggeneben-Süd (MEURERS-BALKE 1983) einen großen Anteil des Flintinventars aus. Sie wurden dort auf das Schlagen von nadelrissigem Flint durch den Menschen zurückgeführt. Sollte die Zerschlagung der Flintknollen nur auf die Wirkung der Brandung zurückzuführen sein, wäre es nicht zu erklären, warum scharfkantige Trümmer nur in der Flintfraktion auftreten, während die übrigen Kiese und Steine abgerollt sind. Derartige Prozesse treten in rezenten

Brandungszonen nicht auf. Das weitgehende Fehlen von Artefakten und Absplissen in der Geröllschicht deutet darauf hin, dass an dieser Stelle die Flintknollen auf ihre Qualität untersucht und grob zerlegt wurden. Die Weiterbearbeitung geschah an anderer Stelle. Nur das unbrauchbare Material wurde zurückgelassen.

9.4.2 Ausgrabung Kleinwessek (Wangels LA 505)

Am Nordrand einer Sandkuppe südlich von Kleinwessek (Anh. 6, Profil Kleinwessek) wurde die terrestrisch und subaquatisch abgelagerte Fundschicht einer erdbøllezeitlich bis frühneolithischen Siedlung erfasst (vgl. Kap. 4.5 und Anl. 1). Im Zuge der Ausgrabungen wurden unmittelbar unter diagnostischen und gut erhaltenen Keramikscherben, Holz- und Geweihartefakten Proben zur Pollenanalyse entnommen. Die Analyse derartiger Einzelspektren beruht auf eine bereits in den 1930er Jahren entwickelte Methode (SCHÜTRUMPF 1935). Die Abdeckung durch das Artefakt fixiert den zeitgleichen Pollenniederschlag (KALIS & MEURES-BALKE 2001). Die Pollen sind besser erhalten als in den umliegenden Spektren. Die Einzelspektren wurden nach der Phasengliederung von KALIS & MEURERS-BALKE (1998, 2001; Kap. 5.6) an der Universität Köln datiert. Es zeigte sich, dass die Artefakte während der Phasen Troels-Smith A, Iversen 1a und Iversen 1b bis zum Ende der Besiedlungszeit um 3800 BC cal in unterschiedlichen Teufenintervallen der Fundschicht abgelagert wurden (vgl. Tab. 4). Die Erhaltung von steinzeitlicher Keramik und Holzartefakten ist an eine zumindest temporäre Wasserbedeckung gebunden. Daher können die oberen Grenzen der Teufenintervalle - mit einer Schwankungsbreite von ± 20 cm - als Meeresspiegelhöhen am Ende der jeweiligen Phasen gewertet werden. Bei dieser Methode wird nicht allein das datierte Sediment sondern darüber hinaus die Erhaltung von Artefakten berücksichtigt. Die Methode ist auch gültig, wenn die Artefakte sekundär verlagert wurden. Die Pollenzusammensetzung datiert dann den Zeitpunkt der Umlagerung. Die Erhaltung des Artefaktes nach dessen Umlagerung zeigt weiterhin eine zumindest temporäre Wasserbedeckung an.

Das Teufenintervall der Phase Troels-Smith B ist nach unten offen, da der ältere Abschnitt der Fundschicht im Bereich des Hauptentwässerungskanaals liegt und nicht ausgegraben werden konnte. Die Aktivitäten am Siedlungsplatz endeten um 3800 BC cal.

Tab. 4: Teufenintervalle der Einzelspektren zu Keramik- und Holzartefakten aus den Fundschichten der Ausgrabung Kleinwessek (Wangels La 505) und Rekonstruktion der Meeresspiegelhöhe am Ende der jeweiligen Phase

Phase	Troels-Smith B	Iversen 1a	Iversen 1b
Teufenintervalle der Holz- und Keramikartefakte [m NN]	? bis -3,05	-3,30 bis -2,89	-3,21 bis -2,77
Zeitraum [BC cal]	um 4300	4000 - 3900	3900 - 3800
Meeresspiegelhöhe [m NN]	-3,25 bis -2,85	-3,09 bis -2,69	-2,97 bis -2,57

9.5 Archäologische Beiträge zum postglazialen Meeresspiegelanstieg in der Grube-Wesseker Niederung

An sechs steinzeitlichen Küstensiedlungen des Oldenburger Grabens wurden im Zuge der archäologischen Ausgrabungen Wasserstände zur Besiedlungszeit rekonstruiert. Die Ergebnisse wurden zu einem großen Teil von LABES (2002) zusammengefasst und neu kalibriert (vgl. Abb. 10). Nähere Angaben zur Forschungsgeschichte und Profile der anstehenden Sedimente sind dort aufgeführt. Die rekonstruierten Meeresspiegelhöhen und Datierungen können teilweise weiter eingengt oder ergänzt werden. Einige Rekonstruktionen werden durch neuere Ergebnisse widerlegt.

MEURERS-BALKE (1983) rekonstruierte im Umfeld des frühneolithischen Siedlungsplatzes Siggeneben-Süd (Grube LA 12a, Kap. 4.5, Abb. 12 & Anl. 1) einen Wasserstand um -4,0 m

NN während des jüngeren Atlantikums (6000 bis 3700 BC cal). Die weitere Einengung des Zeitpunktes der Transgression anhand des ^{14}C -Alters eines Eichenstammes, das zur Datierung des folgenden Meeresspiegelniveaus genutzt wurde, muss aufgrund einer möglichen Umlagerung des Stammes als unsicher bewertet werden.

In Siggeneben-Süd konnte der Übergang eines Schilftorfes zu einer brackischen Mudde hangaufwärts bis auf ein Niveau von -3,5 m NN verfolgt werden (MEURERS-BALKE 1983). Durch die Verbrackung des Grundwassers in der Dahmer Bucht im Zuge des Meeresspiegelanstiegs kam es zum Absterben des lokalen Eichenbestandes. Anhand des ^{14}C -Datums einer Eiche, die an der Basis der Brackwassermudde lag, wurde der Überflutungszeitraum in die Zeit um 5040 bis 4850 BC cal datiert. Der Wasserstand lag zwischen -3,5 und -3,0 m NN. Diese Rekonstruktion widerspricht den Befunden am benachbarten Fundplatz Rosenfelde (Grube LA 83), nach denen der Meeresspiegel um 4820 BC cal nahe -4,0 m NN gelegen haben muss (Kap. 9.4.1). Möglicherweise handelt es sich bei dem datierten Holz um einen umgelagerten älteren Stamm. Dafür sprechen auch die Überreste einer verwurzelten Eiche am Fundplatz Siggeneben-Süd, die eine Landmarke in einer Teufe von -3,8 m NN darstellen und in die Zeit um 4930 bis 4780 BC cal datiert wurden (MEURERS-BALKE 1983).

SCHÜTRUPF (1972) rekonstruierte anhand von stratigraphischen und palynologischen Untersuchungen einen Meeresspiegel zwischen -3,50 und -3,35 m NN (unter Berücksichtigung einer möglichen Tiefenkorrektur nach HARTZ 1999 und LABES 2002) für den Beginn der erteilzeitlichen Besiedlung des Fundplatzes Rosenhof (Grube LA 58; SCHWABEDISSEN 1972, 1979; Anl. 1). Nach neueren Untersuchungen lag der Beginn der Besiedlung um 4700/4600 BC cal (HARTZ et al. 2004). Am Ende der Nutzung des Platzes im Frühneolithikum um 3800/3700 BC cal war der Meeresspiegel mindestens auf ein Niveau von -3,10 m NN angestiegen (SCHÜTRUPF 1972). Die Rekonstruktion beruht auf der Deutung eines schlickigen Sandes mit hoher Fundkonzentration als temporär überfluteter Uferbereich.

In der subaquatisch abgelagerten Fundsicht am Siedlungsplatz Rosenhof wurden zahlreiche größere Steine mit einem Durchmesser bis 50 cm angetroffen. Sie können möglicherweise als Trittsteine gedeutet werden, die zur besseren Begehrbarkeit des Flachwasserbereiches abgelegt wurden (SCHWABEDISSEN 1972). Unter dieser Voraussetzung werden sie knapp aus dem Wasser herausgeragt haben. Die Oberkante der Trittsteine liegt in den Grabungsprofilen zwischen -3,6 und -2,8 m NN (frdl. mdl. Mitt. Dr. J. Meurers-Balke). LABES (2002) stellte die Trittsteinhöhen für verschiedene steinzeitliche Siedlungsplätze Schleswig-Holsteins und die an den Fundplätzen rekonstruierte Meeresspiegelnöhe zusammen. Es zeigte sich, dass in den meisten Fällen der Meeresspiegel im Intervall der Trittsteinhöhen liegt. Nach Aussage der Trittsteine am Fundplatz Rosenhof könnte der Meeresspiegel im Besiedlungszeitraum zwischen 4700 bis 3700 BC cal von -3,6 auf -2,8 m NN gestiegen sein, was einer Anstiegsrate von 8 cm/Jahrhundert entspricht. Die Datierung der Ablage der Trittsteine ist jedoch ungewiss. Zur Datierung sollen in Zukunft Pollenanalysen von Einzelspektren durchgeführt werden, die unmittelbar unter den Steinen entnommen werden.

MEURERS-BALKE (1983) rekonstruierte am Siedlungsplatz Siggeneben-Süd ein Wasserstandsmaximum bei -2,3 m NN am Beginn der Phase Troels-Smith B um 4600 bis 4500 BC cal. Dieser Wasserstand konnte bisher nur lokal nachgewiesen werden. Eine endgültige Auswertung unter Berücksichtigung der Ergebnisse am Fundplatz Rosenhof ist in Vorbereitung.

Am Siedlungsplatz Rosenhof keilt zwischen -2,95 und -2,75 m NN ein Sand aus, der als landfester Uferbereich (Strand) gedeutet wurde und der sich nach den ^{14}C -Datierungen darin enthaltener Holzreste zwischen 4450 und 4040 BC cal abgelagert hat (HARTZ 1999, neu kalibriert). Nach der Deutung als Strandbereich handelt sich um eine Landmarke. Durch

diese Kennzeichnung im Diagramm (Abb. 20) wird berücksichtigt, dass datierte Hölzer in sandigen Sedimenten auch umgelagerten älteren Sedimenten entstammen können.

In den Grabungsprofilen des Siedlungsplatzes Rosenhof wurde ein Sand mit humosen Bändern als Uferlinie gedeutet (HARTZ 1999). Dieser keilt zwischen -2,7 und -2,5 m NN aus. Die ^{14}C -Datierungen darin enthaltener Holzreste sprechen für eine Ablagerung zwischen 4220 und 3530 BC cal (neu kalibriert). Der relativ lange Zeitraum von 700 Jahren deutet eine mögliche Umlagerung der Holzreste an. Die Schwankungsbreite der Datierung ist für verlässliche Aussagen zum Meeresspiegelanstieg zu groß.

Eine Feuerstelle im Bereich des Siedlungsplatzes Rosenhof, deren Basis in einer Teufe von -2,7 m NN lag, wurde anhand von Holzkohleresten in die Zeit um 4220-3960 BC cal datiert (KN 2503, frdl. mdl. Mitt. Dr. J. Meurers-Balke). Die Landmarke begrenzt das mögliche Niveau des zeitgleichen Meeresspiegels.

Zur erteiltezeitlich bis frühneolithischen Hauptbesiedlungszeit des Fundplatzes Kleinwessek (Wangels LA 505, Anl. 1) zwischen 4300 und 3900 BC cal wurde von HARTZ & HOFFMANN-WIECK (2000) ein Wasserstand von -2,7 bis -2,5 m NN rekonstruiert. Die Festlegung erfolgte anhand der Verteilung organischer Reste in der dazu gehörigen Fundsicht und entspricht vermutlich dem Meeresspiegel am Ende der Besiedlungszeit, die bis etwa 3800 BC cal nachweisbar ist. Diese Einschätzung wird durch die Einzelspektren-Analysen (Kap. 9.4.2) bestätigt. Der rekonstruierte Meeresspiegel kann demnach auf die Zeit zwischen 3900 und 3800 BC cal eingengt werden. Die Gültigkeit der Bestimmung einer Ufermarke anhand der Erhaltung organischer Reste ist nur dann gegeben, wenn diese nicht durch eine Regression nach der Besiedlungszeit verfälscht wurde. Für den Zeitraum der Besiedlung ist bislang keine Regression nachweisbar.

Die Hauptbesiedlungszeit des frühneolithischen Fundplatzes Siggeneben-Süd lag nach der aktuellen Kalibrierung zwischen 4100 und 3700 BC cal (HARTZ et al. 2000). MEURERS-BALKE (1983) schloss anhand von stratigraphischen Untersuchungen, der Erhaltung von Holzgeräten und senkrecht in das Sediment getriebenen Holzpfählen, die in Teufen um -2,5 m NN abgefault waren, auf einen mittleren Meeresspiegel zur Besiedlungszeit auf diesem Niveau. Es ist auch hier anzunehmen, dass das Niveau der Holzerhaltung einem Meeresspiegel am Ende der Besiedlung entspricht. Als Beleg dafür ist anzuführen, dass ältere Pfähle, die in größerer Entfernung von der höchstmöglichen Uferlinie angetroffen wurden, auch auf einem tieferen Niveau abgefault sind. Aus diesem Grund kann der Meeresspiegel von -2,6 bis -2,4 m NN auf den Zeitraum um 3800 bis 3700 BC cal eingengt werden.

HOIKA (1975) erwähnte für den frühneolithischen Fundplatz Siggeneben-Ost (Grube LA 25, Anl. 1) einen Meeresspiegel für die Satrupstufe (3820 bis 3420 BC cal) von -2,3 bis -2,0 m NN. Angaben zur Methode wurden nicht gemacht.

Am mittelneolithischen Fundplatz Dannau (Anl. 1) postulierten HOIKA (1987) und SCHÜTRUMPF (1987) anhand von stratigraphischen und palynologischen Untersuchungen einen Meeresspiegel zur Hauptbesiedlungszeit von -2,0 bis -1,5 m NN. Die Festlegung stützte sich u. a. auf das Auskeilen von Ostseeschlick über marinen Strandsanden in einem Niveau von -2,0 m NN. Nach HOIKA (1987) datiert die Hauptbesiedlungszeit des Platzes im Mittelneolithikum III/IV zwischen 3050 und 2900 BC cal das Ende der marinen Phase im westlichen Niederungsabschnitt. Die Besiedlung endete mit dem Beginn der Aussüßung.

Am Fundplatz Kleinwessek (Wangels LA 505) ist eine mittelneolithische Besiedlung zwischen 2900 und 2600 BC cal nachweisbar. Die Artefakte sind in limnische Sedimente eingebettet. Anhand von senkrecht in das Sediment getriebenen abgefaulten Holzpfählen konnte ein Seespiegel von -1,80 bis -1,60 m NN rekonstruiert werden (HARTZ &

HOFFMANN-WIECK 2000). Es ist nicht sicher, dass der Seespiegel auch auf dem Niveau des zeitgleichen Meeresspiegels lag.

Am Fundplatz Grube LA 62 (Anl. 1) im Bereich der Strandwälle der Dahmer Bucht postulierten ARNOLD & BALKE (1975) sowie HOIKA (1975) eine Mindesthöhe des zeitgleichen Meeresspiegels von -1,1 und -0,9 m NN. Die dazu gehörige Fundschicht enthielt Artefakte des Spätneolithikums (2400-1800 BC cal). ¹⁴C-Datierungen von Holzkohlen aus der Fundschicht sprechen dagegen für ein Alter von 3340-2910 BC cal (KN 2073 und KN 2074). Über die sich in der Auswertung befindlichen palynologischen Untersuchungen könnte dieser Widerspruch gelöst werden und das Ablagerungsalter der Sedimente weiter eingengt werden. Wahrscheinlich handelt es sich bei der datierten Holzkohle um umgelagertes Material. Marine Sedimente (mit Ostseeschlick durchsetzte Sande mit marinen Mollusken) konnten am Fundplatz bis in ein Niveau von -0,65 m NN verfolgt werden. Diese Ablagerungen wurden mit der Bildung eines Strandwalles in Verbindung gebracht.

MEURERS-BALKE (1983) verfolgte im Umfeld des Siedlungsplatzes Siggeneben-Süd eine geröllreiche Muschelschicht, die hauptsächlich aus Cerastodermen besteht, anhand von Bohrprofilen hangaufwärts bis auf ein Niveau von -1,50 m NN. Hier keilt die Schicht aus oder geht in Strandsand über. Dieses Niveau wurde dem maximalen Meeresspiegel vor Beginn der Aussüßung der Dahmer Bucht gleichgesetzt. Da derartige Muschelschichten mögliche Sturmfluten darstellen, beschreibt das Niveau ihres Auskeilens einen temporären Hochwasserstand und nicht die tatsächliche Meeresspiegelhöhe zum Zeitpunkt der Ablagerung. Pollenanalytisch ist die Aussüßung nach MEURERS-BALKE (1983) an das Ende des Subboreals um 1500 BC cal zu stellen.

9.6 Strandlinienverschiebungskurve der Grube-Wesseker Niederung

Die Zusammenstellung aller verfügbaren meeresspiegelrelevanten Ergebnisse aus der Grube-Wesseker Niederung zeigt Abb. 20. Die Transgressionskontakte wurden durch die Kategorisierung auf ihre Verlässlichkeit überprüft. Viele der Kontakte können nur als Mindestniveau gewertet werden, während datierte Landmarken wie Baumwurzeln oder Feuerstellen das Niveau des zeitgleich möglichen Meeresspiegels begrenzen. Archäologische, geoarchäologische und küstengeologische Untersuchungen lieferten weitere eng gefasste Anhaltspunkte zum Ablauf der postglazialen Transgression. Die Datierungen erfolgten durch ¹⁴C-Messungen und Pollenanalysen, die häufig parallel durchgeführt wurden. Von insgesamt 41 untersuchten Anhaltspunkten zum Meeresspiegelanstieg in der Grube-Wesseker Niederung können nur neun als Annäherung an die tatsächliche Meeresspiegelhöhe gewertet werden. 20 Anhaltspunkte stellen Mindestwasserstände dar. Fünf Landmarken engen das mögliche Niveau des zeitgleichen Meeresspiegels ein. Sieben Situationen müssen als unsicher gelten. Die resultierende Strandlinienverschiebungskurve für den Oldenburger Graben wurde anhand der Mittelwerte der Datierungen und der zeitgleichen Meeresspiegelhöhe konstruiert.

Abb. 20 verdeutlicht die Abweichungen der anhand von Transgressionskontakten der Kategorien A bis D ermittelten Mindestniveaus von den tatsächlichen zeitgleichen Meeresspiegelhöhen. Diese Abweichungen können Werte von über 8 m erreichen. Sie sind auf Hiaten, die Kompaktion liegender Weichsedimente sowie auf die Morphologie der pleistozänen Oberfläche zurückzuführen. Die verlässlichen Meeresspiegelhöhen wurden in interdisziplinärer Zusammenarbeit sowie durch eine kritische Nutzung verschiedener Untersuchungs- und Datierungsmethoden in Verbindung mit der detaillierten Kenntnis des quartärgeologischen Aufbaus der Niederung ermittelt.

Verlässliche Meeresspiegelhöhen konnten im Oldenburger Graben für den Zeitraum von 5100 bis 3000 BC cal rekonstruiert werden. Ein Unterschied bezüglich der Lage der Meeresspiegelmarken im westlichen oder östlichen Niederungsabschnitt ist nicht nachweisbar. Der älteste als verlässlich zu beurteilende Transgressionskontakt belegt einen

Meeresspiegel zwischen -4,74 und -4,24 m NN um 5100 BC cal. Für den Transgressionsverlauf bis zu diesem Zeitpunkt fehlen eindeutige Hinweise aus der Grube-Wesseker Niederung. Um 6000 BC cal lag der Meeresspiegel aber mindestens zwischen -15 und -14 m NN.

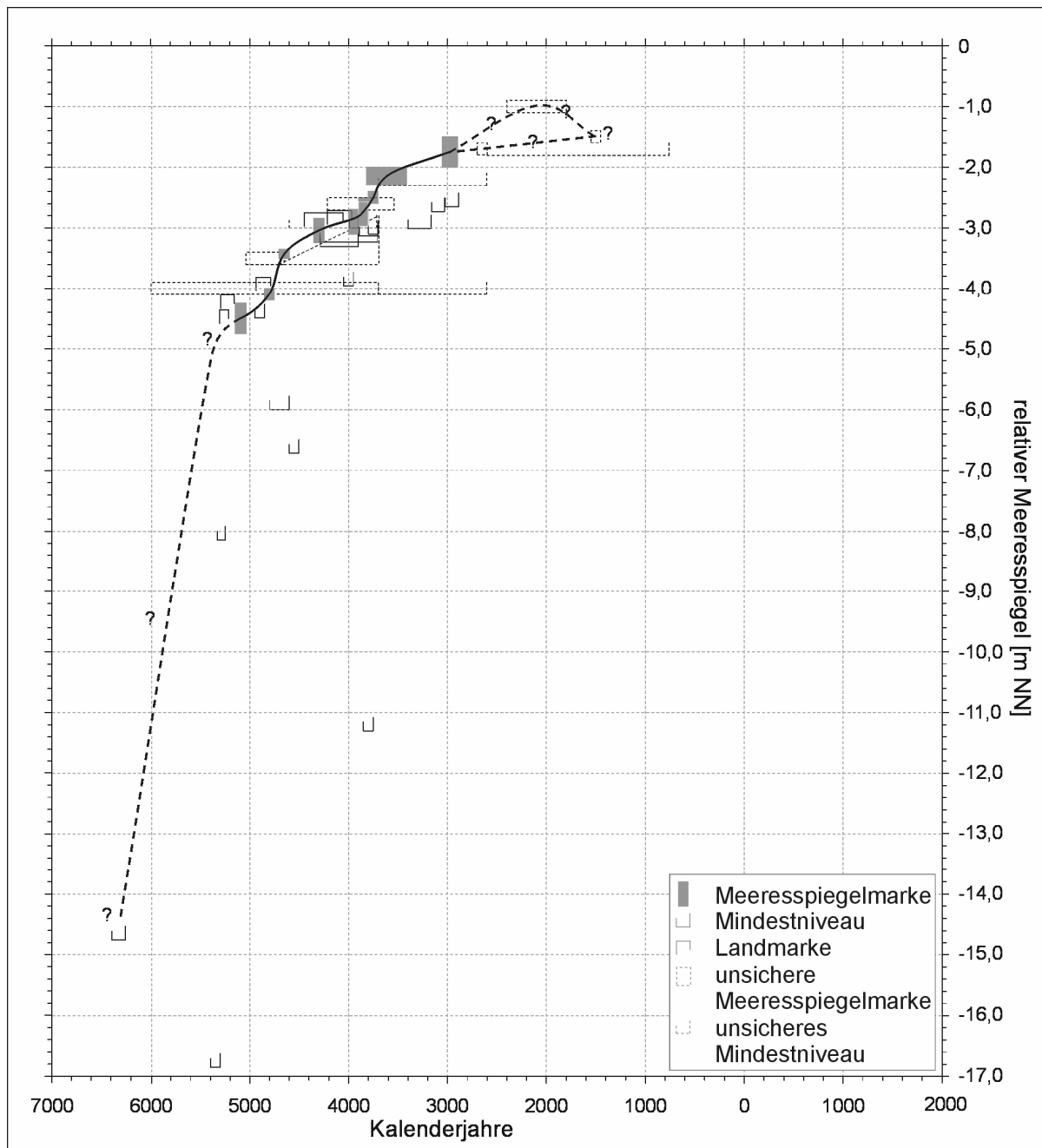


Abb. 20: Meeresspiegelhöhen, Mindestwasserstände, Landmarken und Strandlinienverschiebungskurve des Oldenburger Grabens für den Zeitraum zwischen 6200 und 1500 BC cal. Altersangaben und Meeresspiegelhöhen sind unter Berücksichtigung möglicher Abweichungen aufgeführt.

Zwischen 5100 und 4750 BC cal stieg der Meeresspiegel um etwa 30 cm/Jahrhundert an und erreichte ein Niveau von -3,50 bis -3,35 m NN. Zwischen 4750 und 3950 BC cal ist eine Abnahme der Anstiegsgeschwindigkeit auf Werte um 7 cm/Jahrhundert nachweisbar, was in etwa der unberücksichtigten Aussage der Trittsteine am Fundplatz Rosenhof (Kap. 9.5) entspricht. Während dieses Zeitraumes stieg der Meeresspiegel im Oldenburger Graben von Werten um -3,50 bis -3,35 m NN auf -3,09 bis -2,69 m NN. Bis 3600 BC cal zeichnet sich ein verstärkter Anstieg mit Werten um 21 cm/Jahrhundert bis auf ein Niveau von -2,3 bis -2,0 m NN ab. Nach 3600 BC cal nahm die Anstiegsgeschwindigkeit erneut auf Werte um 7

cm/Jahrhundert ab. Um 3000 BC cal erreichte der Meeresspiegel im Oldenburger Graben ein Niveau von -2,0 bis -1,5 m NN. Der Transgressionsverlauf zwischen 3000 und 1500 BC cal ist bisher nicht verlässlich belegbar. Möglich ist eine geringe Anstiegsgeschwindigkeit um 2 cm/Jahrhundert bis auf ein Niveau von -1,5 m NN oder ein stärkerer Anstieg bis auf Werte um -1,0 m NN und eine nachfolgende Regression.

Eine detaillierte Beschreibung der marinen Phase der Grube-Wesseker Niederung erfolgt in Kap. 10.5.

10. Die quartärgeologische Landschaftsgeschichte der Grube-Wesseker Niederung

10.1 Tektonische Voraussetzungen

DUPHORN et al. (1995) gingen davon aus, dass die Hohlform des Oldenburger Grabens bereits im Alttertiär als tektonische Senkungszone angelegt wurde. Diese Aussage bezieht sich auf den Ausläufer des Ostholstein-Troges, der zwischen den Salzkissen von Cismar und Großenbrode-Fehmarn als Oldenburger Mulde als Folge des Salzaufstieges eingesunken ist (Kap. 4.2, Abb. 5). Da die Grube-Wesseker Niederung am Rand dieser Mulde liegt, ist ein direkter Zusammenhang zwischen beiden Strukturen nicht eindeutig belegbar.

Nach KRAUSS & MÖBUS (1981) besteht ein Zusammenhang zwischen dem tektonischen Bau des Untergrundes der Ostsee sowie angrenzender Landgebiete und geologisch-morphologischen Elementen der Erdoberfläche. Auf mögliche Beziehungen zwischen Küstenverlauf und neotektonischen Strukturen verwiesen auch KÖSTER & SCHWARZER (1992; Abb. 21). Bei der Frage nach einer tektonischen Anlage der Grube-Wesseker Niederung muss demnach auch der Verlauf der rezenten Küstenlinie und das submarine Relief angrenzender Seegebiete berücksichtigt werden.

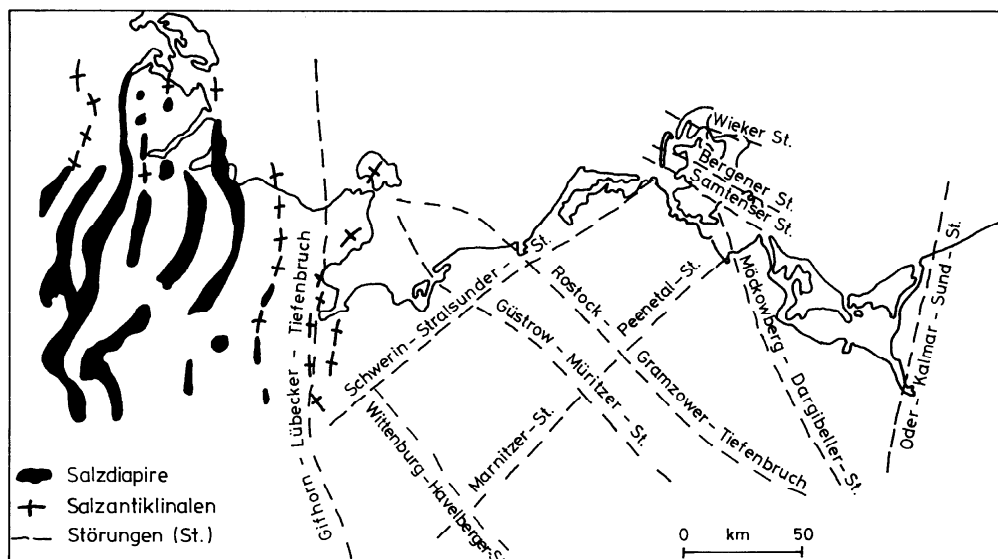


Abb. 21: Mögliche Beziehungen zwischen Küstenverlauf und neotektonischen Strukturen an der deutschen Ostseeküste nach KÖSTER & SCHWARZER (1992).

Die Niederung streicht etwa Nordwest-Südost und folgt damit einer für das Norddeutsche Becken typischen Störungsrichtung. Diese zeichnet sich beispielsweise in der nördlich von Fehmarn verlaufenden Transeuropäischen Störungszone als ehemalige Plattengrenze und in verschiedenen Störungen Mecklenburg-Vorpommerns ab (Abb. 21). Auffällig ist auch die Kontinuität dieser Streichrichtung im nahezu 50 km langen Verlauf der Küstenlinie zwischen Weißenhaus und der Eckernförder Bucht, die nur von der Kieler Förde unterbrochen wird. In der direkten Verlängerung der Niederung bildet die Stoller-Grund-Rinne nördlich der Kieler Förde ein auffälliges morphologisches Element in synchroner Streichrichtung. Für den Verlauf der Küstenlinie zwischen der Eckernförder Bucht und Weißenhaus sowie des sich anschließenden Oldenburger Grabens erscheint ein Zusammenhang mit einer Nordwest-Südost streichenden Störungszone möglich.

Die geologischen Profile von Wagrien nach KAUFHOLD et al. (1994) belegen im Untergrund der Niederung eine mehr als 100 m tiefe pleistozäne Rinne, deren Basis durch eine Nordwest-Südost streichende Verwerfung gestört ist (Abb. 22). Im Bereich der Niederung ist das Grundwasser stark versalzen, was neben dem Einfluss der Ostsee auch auf den Aufstieg von Solen aus dem Salzkissen Cismar zurückgeführt wurde (JOHANNSEN 1980).

Nach KRAUSS & MÖBUS (1981) verweisen Salzwasseraustritte im Norddeutschen Flachland und im Küstenbereich auf jung aktivierte Störungen mit einer Teufenerstreckung bis in das Zechsteinsalinar. Diese Ergebnisse unterstützen die These, dass die Lage und der Verlauf der Grube-Wesseker Niederung tektonisch mit einer Nordwest-Südost streichenden Störungszone in Verbindung zu bringen sind.

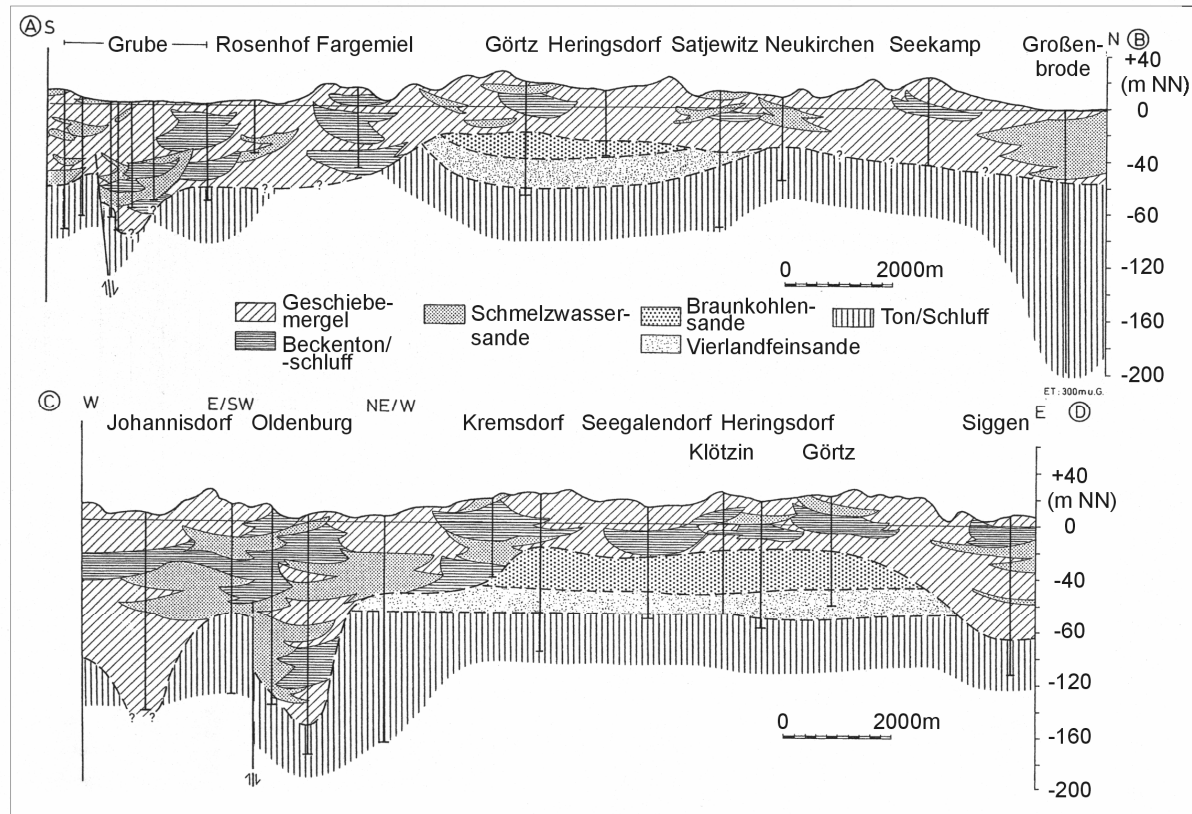


Abb. 22: Geologische Übersichtsprofile des nördlichen Wagrien nach KAUFHOLD et al. (1994), verändert.

10.2 Glaziale Anlage

Die Basis der pleistozänen Rinne im Untergrund der Niederung liegt bei Oldenburg in einer Tiefe von -150 m, bei Grube mindestens bei -90 m NN (KAUFHOLD et al. 1994; Kap. 10.1, Abb. 22). Die Rinne ist mit Till, Beckentonen und -schluffen sowie Schmelzwassersanden verfüllt. Das Alter der glazialen Sedimente ist nicht bekannt. In den Bohrungen wurden keine interglazialen Sedimente oder Bodenbildungen angetroffen, wie sie beispielsweise im Bereich des bis zu 222 m tiefen Tunneltals von Bornhöved nachgewiesen wurden (PIOTROWSKI 1994). Deren Abwesenheit und die geringere Tiefe der Rinne lassen auf eine weichselzeitliche Anlage schließen. Dieses Alter hielt auch HINSCH (1979) für wahrscheinlich. Eine elsterzeitliche Entstehung ist auszuschließen, da die meist als Tunneltäler angelegten glazialen Rinnen dieser Zeit häufig parallel zu Salzdiapiren in den sich anschließenden Mulden verlaufen (PIOTROWSKI 1994). Ein derartiger Zusammenhang ist für die Rinne im Untergrund der Grube-Wesseker Niederung nicht nachweisbar.

Für die Anlage der Rinne während des Weichselglazials kann nach STEPHAN (2003) sowohl subglaziale Schmelzwassererosion als auch aktive Gletscherexaration angeführt werden. Beide Prozesse können nebeneinander als auch nacheinander wirksam gewesen sein. Nach GRUBE (1979) ist für die Anlage der flachen, bis 100 m tiefen elsterzeitlichen Rinnen Schleswig-Holsteins von Gletscherschurf auszugehen, während für die tieferen Schmelzwassererosion verantwortlich ist. Unter der Voraussetzung, dass sich diese Angaben auf das Weichselglazial übertragen lassen, sind für die Anlage der glazialen Rinne im Untergrund der Grube-Wesseker Niederung beide Prozesse möglich.

PIOTROWSKI (1994) geht davon aus, dass sich während des ersten weichselzeitlichen Eisvorstoßes nach Schleswig-Holstein ein großes subglaziales Wasserreservoir im Bereich der Ostsee ansammelte (Abb. 23). Als die Gletscher aus dem Ostseebecken gegen das von Permafrost-Bedingungen beherrschte saalezeitliche Relief Schleswig-Holsteins anstiegen, war das Reservoir unterhalb der Eismassen eingeschlossen. Dadurch baute sich ein zusätzlicher hydrostatischer Druck auf. Mit dem Abklingen der Vereisung und der Rückverlagerung des Eisrandes in das heutige Ostseebecken konnte das subglaziale Reservoir in katastrophenartigen Ausbrüchen in das Vorland der Vereisung entwässern. Die damit einhergehenden Erosionsrinnen wurden mit dem zweiten Vordringen des Weichseleises als subglaziale Tunneltäler von weiteren Schmelzwasserausbrüchen überformt. Erst die endgültige Entleerung des Reservoirs führte zum Kontakt der Gletscher im Ostseebecken mit dem sedimentären Untergrund.

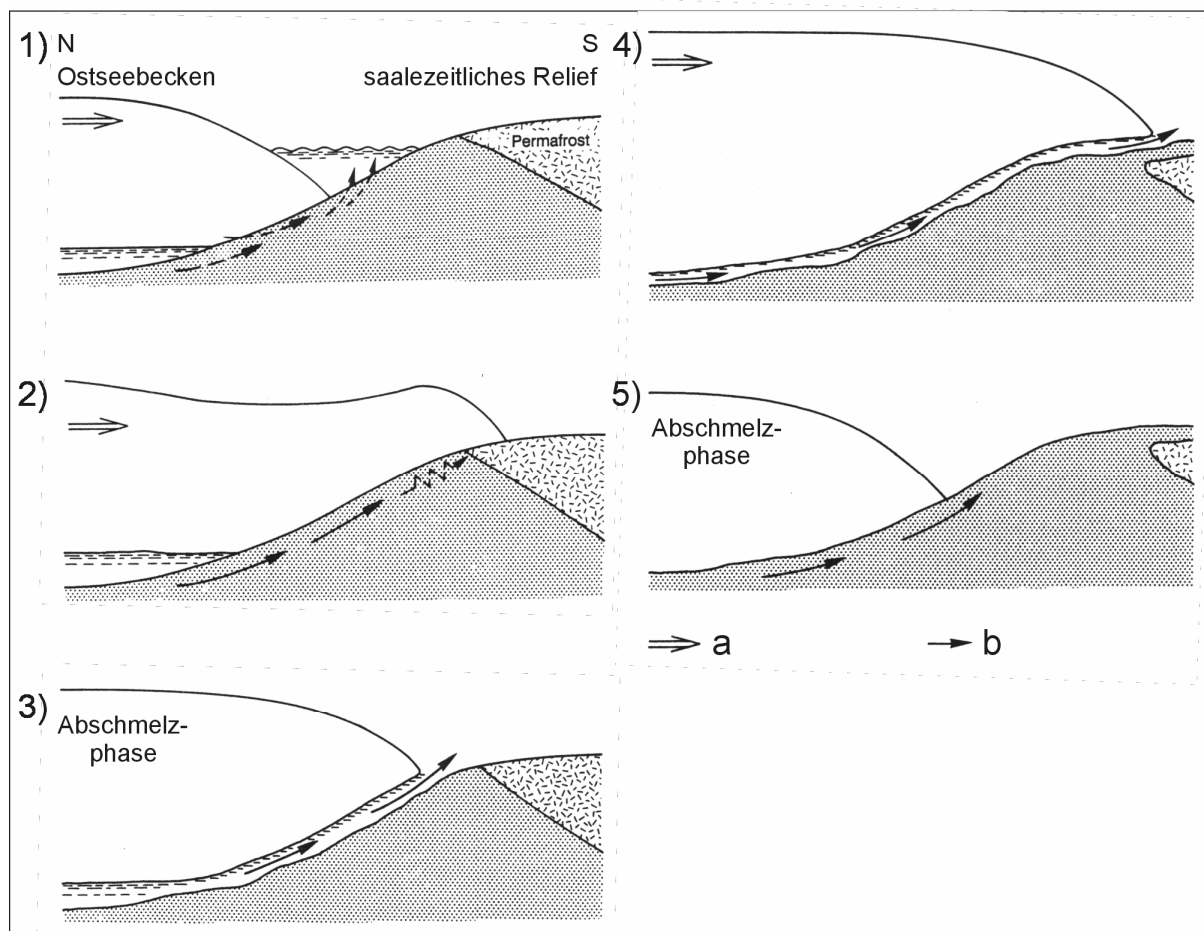


Abb. 23: Schematische Darstellung der bestimmenden Faktoren der subglazialen Schmelzwasserdynamik während des ersten (1-3) und zweiten (4-5) weichselzeitlichen Eisvorstoßes in Schleswig-Holstein nach PIOTROWSKI (1994), verändert. a: Bewegungsrichtung des Eises; b: Porenwasser- und basaler Schmelzwasserfluss.

Das Modell von PIOTROWSKI (1994) kann auf die Anlage der glazialen Rinne im Untergrund der Grube-Wesseker Niederung übertragen werden. Nach DUPHORN et al. (1995) erreichten die ersten weichselzeitlichen Gletscher die saale- und eemzeitliche Landschaft Schleswig-Holsteins im Brandenburg/Frankfurter Stadium. Im Bereich der wagrischen Eisscheide teilten sie sich in einen westlichen und einen östlichen Gletscherstrom und drangen weit nach Schleswig-Holstein vor (Kap. 4.3, Abb. 6). Mit der Rückverlegung des aktiven Eisrandes in den Bereich der heutigen Hohwachter Bucht am Ende dieses Stadiums wird an dieser Stelle ein Wasserausbruch aus dem subglazialen Reservoir stattgefunden haben. In südlicher Richtung blockierte ein Vorläufer des heutigen Bungsberges die eigentliche Abfluss- und Erosionsrichtung nach Süden. Auf dessen

mögliche Anlage während des Brandenburg/Frankfurter Stadiums verwiesen bereits DUPHORN et al. (1995). Das katastrophenartig austretende Wasser konnte nicht in diese Richtung abfließen sondern erodierte in der Umrandung des damaligen Bungsberges zwei Rinnen, die sich südlich dieser Erhebung vereinten (Kap. 4.2, Abb. 5). Der Bungsberg kann demnach erst im Zuge weiterer Eisvorstöße sein rezent es Ausmaß erreicht haben, da die Vereinigung der Rinnen rezent unterhalb dieses „Massivs“ liegt.

Die östliche Rinne verläuft teilweise im Untergrund der westlichen Grube-Wesseker Niederung und gabelt sich bei Oldenburg. Ihre südwestliche Verzweigung umrandet den ursprünglichen Bungsberg. Die südöstliche Fortsetzung verläuft auf die Mecklenburger Bucht zu. Die Erosion setzte in dieser Richtung vermutlich an der postulierten synchron streichenden Störung oder Störungszone an (Kap. 10.1). Östlich von Grube verläuft die Rinne mit Teufen unter 100 m nahezu in Ost-West-Richtung und teilt sich möglicherweise in zwei Teilrinnen (KAUFHOLD et al. 1994). Ihr weiterer Verlauf in der Mecklenburger Bucht ist nicht bekannt. In der Hohwachter Bucht können die Ausläufer des Oldenburger Grabens bis in eine rezent e Küstenentfernung von etwa 2,4 km nachgewiesen werden. Hier ist der Ansatzpunkt der Erosion infolge des Schmelzwasserausbruches zu vermuten.

10.3 Glaziale Überformung

Mit dem erneuten Vordringen des weichselzeitlichen Eises wurde die Rinne im Untergrund der Grube-Wesseker Niederung durch subglaziale Schmelzwassererosion und Exaration überprägt. An der Rinnenbasis wurde Till erbohrt (KAUFHOLD et al. 1994), was für eine dominierende exarative Wirkung spricht. Im Verlauf von Abschmelzphasen konservierten vermutlich Toteisblöcke die Hohlform, zwischen denen sich Eisstauseen bildeten. Diese Entwicklung ist durch wechselnde Abfolgen von Till, Schmelzwassersanden und Beckensedimenten belegt (KAUFHOLD et al. 1994), die sich im Einzelnen noch keinen konkreten weichselzeitlichen Vorstößen zuordnen lassen.

Im Zuge der weiteren weichselzeitlichen Gletscherbewegungen bildeten sich im nördlich anschließenden Gebiet Wagriens die Höhen von Heiligenhafen und Wandelwitz unter dem Einfluss unterschiedlicher Vorstoßrichtungen (KAUFHOLD et al. 1994; STEPHAN 1992b, 1994; LUNDERSHAUSEN 1997). Die letzten glazialen Prozesse, die im Bereich der Wandelwitzer Höhen nachweisbar sind, wurden auf Vorstoßrichtungen aus Südost und später aus Ost während des Fehmarn-Vorstoßes zurückgeführt. Diese Richtungen sind auch für die letzten glazialen Prozesse im Bereich des Oldenburger Grabens anzunehmen, die im Rahmen des Projektes rekonstruiert werden konnten.

Die glaziale Hohlform lag zunächst unter Eisbedeckung (Abb. 24 a). Nördlich des westlichen Niederungsabschnittes konnten Vorstoßrichtungen aus Nordost nachgewiesen werden (frdl. mdl. Mitt. Dr. H.-J. Stephan). Im Zuge des Eisabbaus am Ende dieses Vorstoßes floss subglaziales Schmelzwasser über den Oldenburger Graben in die Hohwachter Bucht ab. Der Schmelzwasserabfluss wurde zusätzlich durch subglaziales Schmelzwasser aus südlicher Richtung gespeist, da die Erhebung des Bungsberges hier ein Abfließen in westliche Richtung verhinderte (Abb. 24 b). Dieses Schmelzwasser traf bei Oldenburg auf das subglaziale Tal des Oldenburger Grabens. Die vereinten Schmelzwasserströme erodierten die tiefe Rinne des Oldenburger Kanals und verzweigten sich weiter westlich in vier Teilrinnen (Kap. 7.1). Die intensiven subglazialen Prozesse sind durch die Übertiefung der Rinnen zwischen Oldenburg und Dannau belegt. Westlich von Dannau nimmt die Breite des glazialen Tales zu, was auf eine dominierende Gletscherexaration, möglicherweise auch zu einem früheren Zeitpunkt, schließen lässt. Die Fortsetzungen der Rinnen sind hier nur noch angedeutet in den geologischen Profilen zu erkennen (Anh. 6, Profile Weißenhaus bis Wessekerkamp).

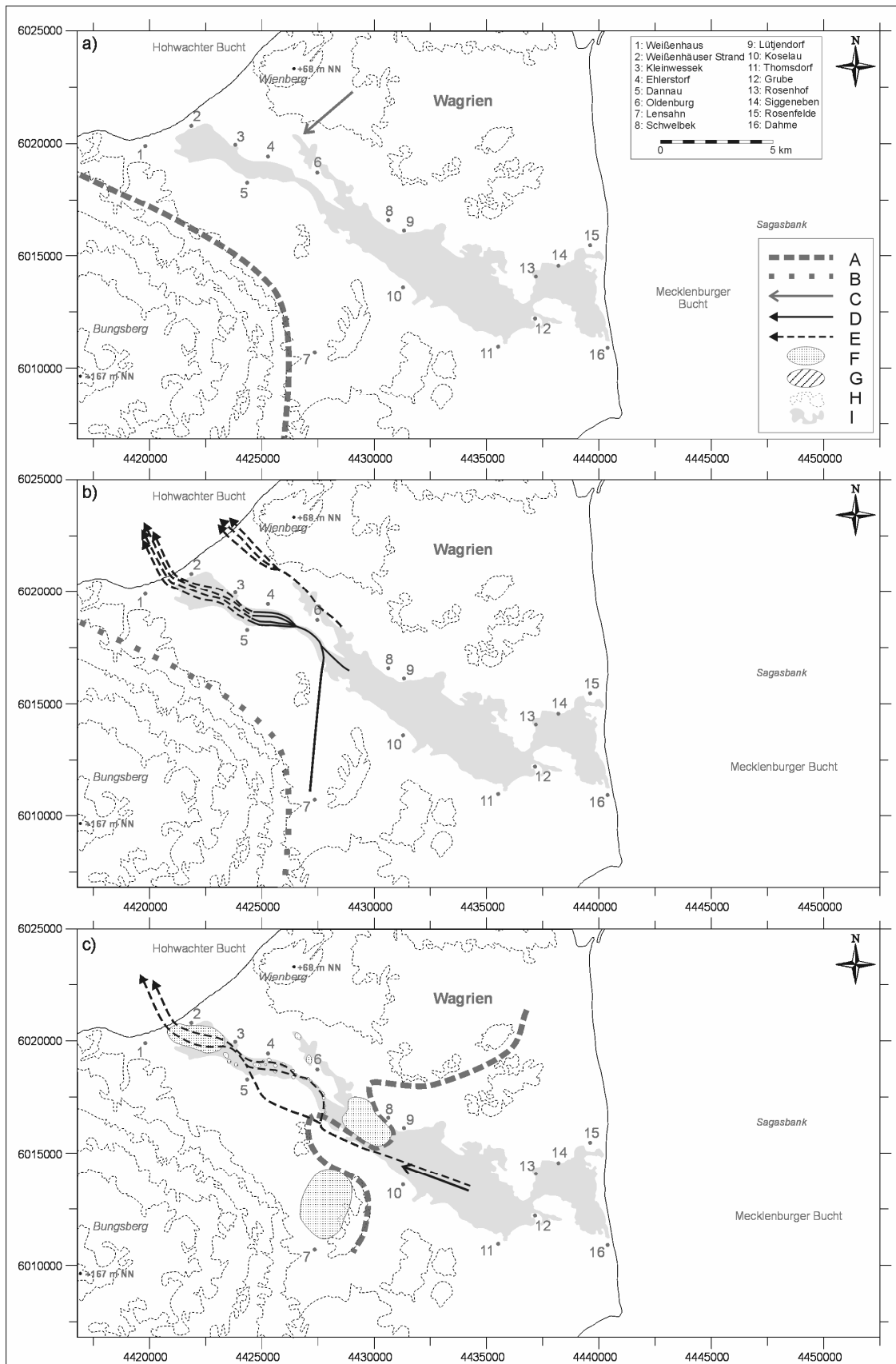


Abb. 24: Schematischer Ablauf der jüngsten glazialen Prozesse in der Grube-Wesseker Niederung, Teil 1. a: Gesamtes Tal unter Eisbedeckung; b: Eiszerfall am Ende des Vorstoßes; c: Oszillation bis Lübbersdorf. A: Möglicher Eisrand; B: zerfallender Eisrand; C: mögliche Vorstoßrichtung; D: Schmelzwasserabfluss; E: möglicher Schmelzwasserabfluss; F: Toteis unter glazifluvialen Sedimenten; G: Schmelzwassersee; H: rezente Höhenlinien von Wagrien; I: Grube-Wesseker Niederung (Oldenburger Graben).

Während des Eisabbaus blieben in einigen Abschnitten der Rinnen im westlichen Oldenburger Graben und im Oldenburger Kanal Toteisblöcke zurück, die von glazifluvialen Sedimenten um- und überlagert wurden (Abb. 24 c). Westlich von Kleinwessek wurde die Hohlform durch einen größeren Eiskörper konserviert. Demnach handelt es sich bei der westlichen Grube-Wesseker Niederung nicht um eine übersandete Moränenlandschaft, wie SEIFERT (1963) annahm, sondern um übersandete subglaziale Rinnen. Auch deuten die Rinnen nicht die Verzweigung einer aus der Howachter Bucht vorstoßenden Gletscherzunge an, wie sie HARTZ & HOFFMANN-WIECK (2000) beschreiben.

Weitere größere Toteisblöcke verblieben südlich von Schwelbek und bei Lensahn. Eine nachfolgende Oszillation des Eisrandes hinterließ nördlich der Grube-Wesseker Niederung die Eisrandlage von Göhl über Heringsdorf bis Neukirchen. Südlich wurde die Eisrandlage von Lübbberdorf über Sebent und Damlos bis Lensahn z. T. gegen das stagnierende Toteis bei Lensahn aufgepresst (Abb. 24 c). Dieser Vorstoß erfolgte nach dem im Zentralen Becken fragmentarisch erhaltenen Oser (Kap. 7.2) aus ost-südöstlicher Richtung. Die von SEIFERT (1954) postulierte Verbindung der Eisrandlagen nördlich und südlich der Niederung über Oldenburg (Kap. 4.3) ist nicht nachvollziehbar, da in diesem Fall der sichelförmige Verlauf der glazialen Rinne im Bereich des Oldenburger Kanals rezent nicht mehr nachweisbar wäre und mit Till verfüllt sein müsste. Der Toteisblock südlich von Schwelbek blockierte möglicherweise ein Vordringen des Eises bis nach Oldenburg. Nur zwischen den Toteisblöcken konnte der Eisrand weiter nach Osten vordringen und schob die Randlage von Lübbbersdorf und Sebent auf. Als Folge dieses Vorstoßes wurde die Verbindung der Rinne von Lensahn nach Oldenburg im Bereich von Sebent gekappt. Das Zentrale Becken wurde während dieser Oszillation nicht mehr durch Gletscherexaration überprägt, da gegen den Schwelbeker Toteisblock keine erkennbare Eisrandlage aufgepresst wurde. Subglaziales Schmelzwasser verhinderte hier den Kontakt des Gletschers mit dem Untergrund. Die letzte Überformung dieses Bereiches der Grube-Wesseker Niederung ist demnach ebenfalls auf subglaziale Schmelzwassererosion zurückzuführen.

Mit dem Eisabbau am Ende der Oszillation wurde der aktive Eisrand in den Bereich der heutigen Mecklenburger Bucht zurückverlegt. Die vermutlich nur wenig von glazifluvialen Sedimenten bedeckten Toteisblöcke von Schwelbek und Lensahn tauten weiter ab. Schmelzwasser aus der Bungsberg-Region konnte nicht mehr über die gekappte Rinne zwischen Lensahn und Oldenburg abfließen und erodierte als neuen Abfluss das Tal der Ur-Johannisbek (vgl. Abb. 25 d). Die spätere Anlage dieser Schmelzwasserrinne ist dadurch belegt, dass sie die Toteislandschaft zwischen Kleinwessek und Oldenburg durchschneidet (Kap. 7.2). Ihre Anlage erfolgte nicht erst im Spätglazial, wie SEIFERT (1963) vermutete, sondern am Ende des Hochglazials. Sie mündete westlich von Kleinwessek möglicherweise in einen Eisstau- oder Schmelzwassersee, der aus der Howachter Bucht in den Oldenburger Graben hineinragte. Mit dem Abschmelzen des Eises im Zentralen Becken gelangte die Sedimentfüllung einer in- oder supraglazialen Schmelzwasserrinne als Oser zur Ablagerung (Kap. 7.2). Gegen eine subglaziale Genese spricht eine fehlende Rinne an der Basis des Osers. Der Eisabbau erfolgte relativ gleichmäßig über einen längeren Zeitraum, so dass keine weiteren Toteisreste im Zentralen Becken verblieben.

Eine erneute Oszillation aus nördlicher bis nordöstlicher Richtung überprägte letztmalig die Dahmer Bucht (Abb. 25 d). Der Eisrand dieses Vorstoßes reichte vermutlich bis Grube und hinterließ kaum markante Endmoränen. Das Zentrale Becken war zu dieser Zeit vermutlich von einem Eisstausee erfüllt, der zwischen dem Eisrand und den Resten des Schwelbeker Toteisblockes aufgestaut war. Der Eisstausee wurde von zahlreichen Schmelzwasser-Zuflüssen gespeist und entwässerte über die Rinne bei Thomsdorf und über den Bereich der heutigen Cismarer Niederung nach Süden in eisfreies Gebiet. Im heutigen Küstenvorfeld erodierte von Norden nach Süden abfließendes subglaziales Schmelzwasser eine tiefe Rinne (Nord-Süd Rinne). Der Vorstoß hinterließ eine typische Grundmoränenlandschaft mit zahlreichen Toteisblöcken, die auch die Nord-Süd Rinne konservierten.

Der Eisstausee im Zentralen Becken entwässerte mit dem Rückzug des Eisrandes über die Dahmer Bucht. Mit dem Abfließen dieses Sees schnitt das weiterhin über das Becken abfließende Schmelzwasser Rinnen in die anstehenden glazifluvialen und glazilimnischen Sedimente. Diese vereinten sich im Gruber Kanal, in dessen weiterem Verlauf die Grube-Dahme Rinne angelegt wurde (Kap. 7.1, 7.2). Im Zuge dieser Entwässerung entstanden vermutlich auch die Rinnen, die WINN et al. (1983) in der submarinen Fortsetzung des Oldenburger Grabens kartierten (Kap. 4.3, Abb. 8 und Abb. 25 e). Diese verliefen stellenweise über verschüttete Toteisblöcke und mündeten wahrscheinlich in einen Schmelzwassersee in der zentralen Mecklenburger Bucht. Ein letzter Eisvorstoß aus nördlicher bis östlicher Richtung hinterließ im Randbereich des Arbeitsgebietes u. a. die Sagasbank (Abb. 25 e), die nach DUPHORN et al. (1995) der Franzburger Zwischenstaffel zuzuordnen ist (Kap. 4.3, Abb. 6).

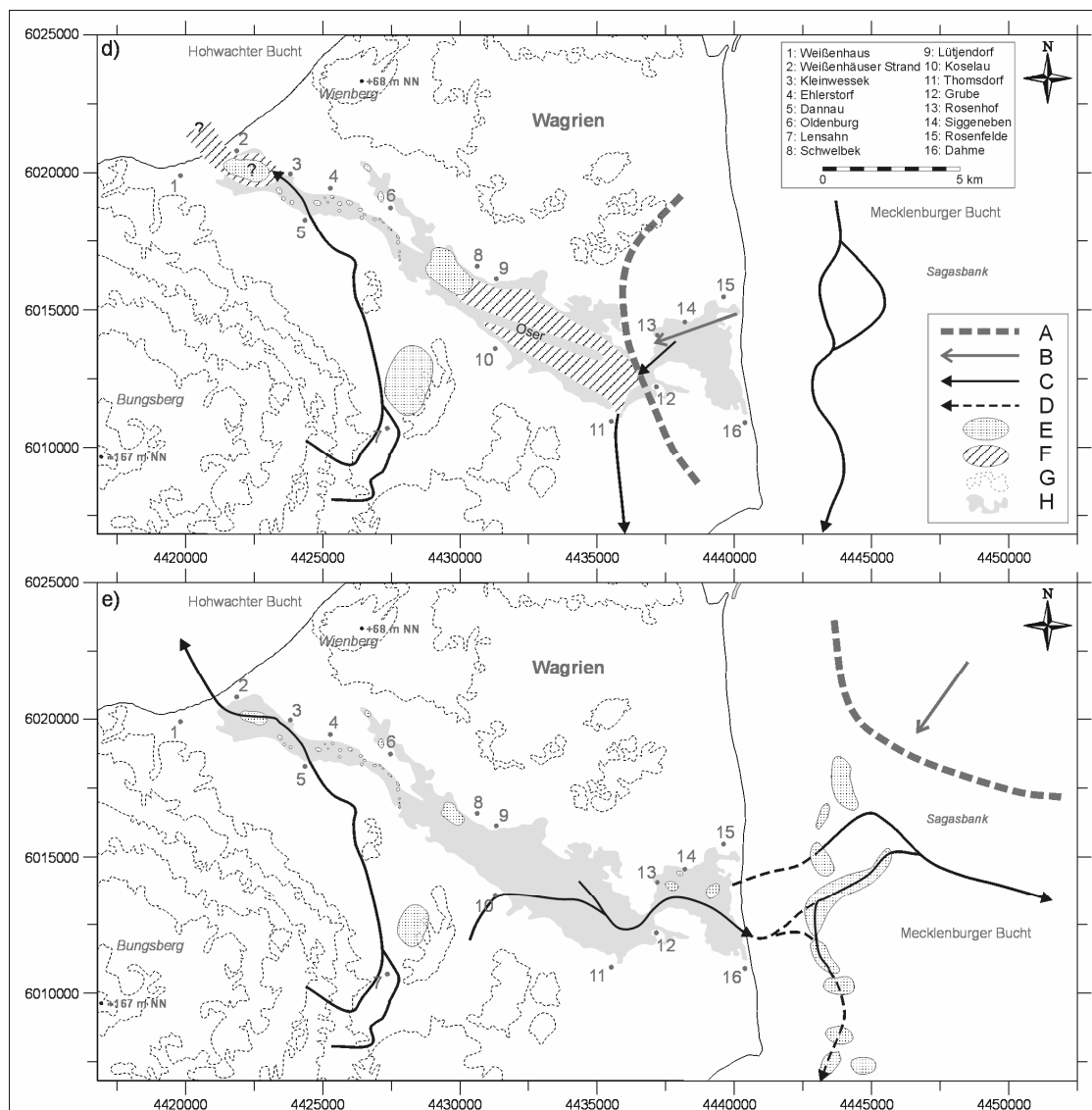


Abb. 25: Schematischer Ablauf der jüngsten glazialen Prozesse in der Grube-Wesseker Niederung, Teil 2. d: Oszillation bis Grube; e: Franzburger Zwischenstaffel (nach DUPHORN et al. 1995). A: Möglicher Eisrand; B: mögliche Vorstoßrichtung; C: Schmelzwasserabfluss; D: möglicher Schmelzwasserabfluss; E: Toteis unter glazifluvialen Sedimenten; F: Schmelzwassersee; G: rezente Höhenlinien von Wagrien; H: Grube-Wesseker Niederung.

Für die jungweichselzeitliche Überformung des Oldenburger Grabens sind nach den vorliegenden Ergebnissen Vorstoßrichtungen aus nordöstlichen und südöstlichen bis östlichen Richtungen zu postulieren. Demnach müssten die Oszillationen der 3. Phase der glazialen Entwicklung Wagriens nach SEIFERT (1954) und somit dem Fehmarn-Vorstoß

entsprechen. STEPHAN & MENKE (1977) erkannten in der in Abb. 24 c skizzierten Randlage eine Rückschmelzphase dieses Vorstoßes (Abb. 26). Die eigenen Ergebnisse bestätigen diese Zuordnung und deuten weitere Oszillationen während dieser Rückschmelzphase an. Eine genaue zeitliche Fixierung der letzten glazialen Prozesse in der Grube-Wesseker Niederung ist nach den vorliegenden Ergebnissen nicht möglich. SEIFERT (1963) schätzte das Ende der glazialen Entwicklung auf etwa 18000 BC, was nach derzeitigem Forschungsstand dem Beginn der jüngeren Hochglazialzeit entsprechen würde. Nach den eigenen Ergebnissen ist ein Ende der glazialen Prozesse im Mecklenburger Stadium um 14000 bis 13000 BC wahrscheinlicher.

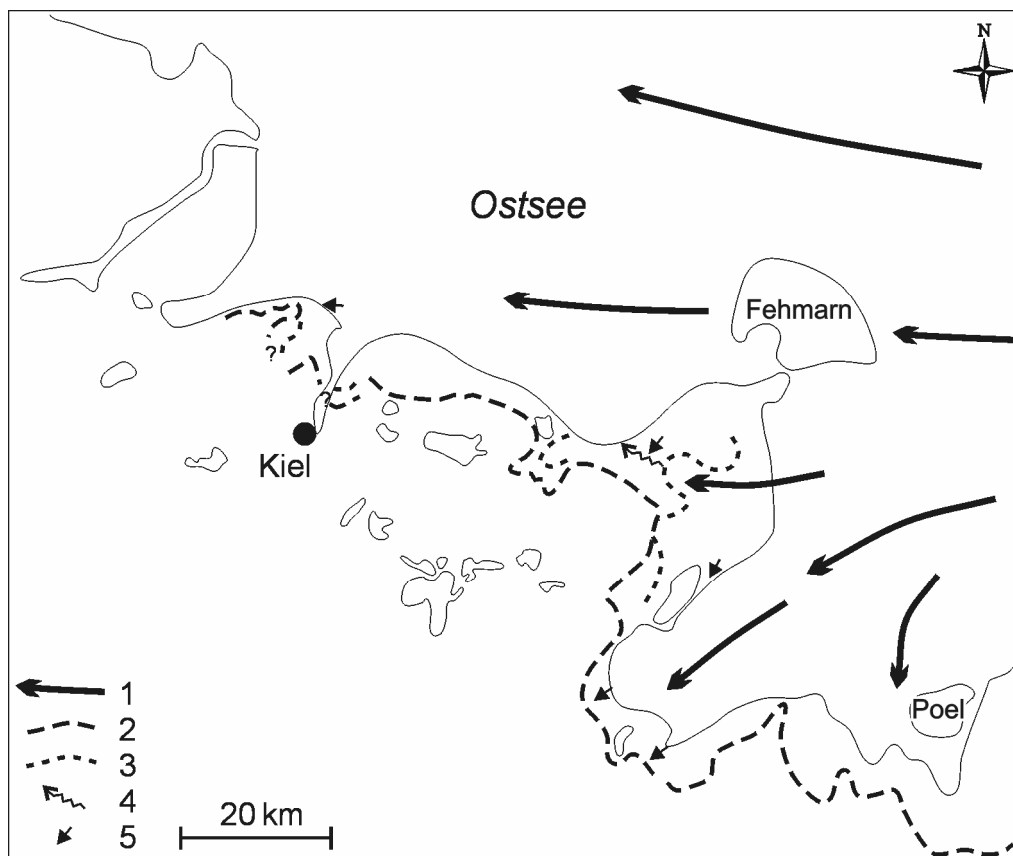


Abb. 26: Skizze zur Landschaftsentstehung im Gebiet des Fehmarn-Vorstoßes nach STEPHAN & MENKE (1977), vereinfacht umgezeichnet (1: Vorstoßrichtung des Gletschers; 2: vermutete äußerste Grenze des Fehmarn-Vorstoßes; 3: morphologisch ausgeprägte Randlagen der Rückschmelzphase; 4: Fließrichtung des Schmelzwassers; 5: lokale Stauchung, z. T. subglazial).

10.4 Spätglaziale und frühpostglaziale Entwicklung

Mit dem Abklingen der glazialen Prozesse im Oldenburger Graben am Ende des jüngeren Hochglazials bildeten sich infolge des Tieftauens von Toteisblöcken und des Nachsackens der Sedimentbedeckung lokale Senken und Becken. Es sind Senken in glazifluvial verfüllten Rinnen wie zwischen Oldenburg und Dannau von solchen in isolierten Tillsenken zu unterscheiden. Letztere treten hauptsächlich östlich von Oldenburg auf. Hier konnten sich frühe Seebecken unabhängig vom Grundwasserspiegel entwickeln. In den sandigen Becken konnte es erst zur Seenbildung kommen, als der Grundwasserspiegel ein entsprechendes Niveau erreicht hatte. Dieser Zeitpunkt ist nicht bekannt, da im Zuge dieses Projektes nur limnische Sedimente aus isolierten Tillsenken datiert wurden. Vermutlich hatten die sandigen Becken während der in Folgendem beschriebenen Entwicklung eher den Charakter feuchter Senken.

Spätglaziale Seebecken sind auch im küstennahen Bereich der Mecklenburger Bucht belegt (WINN et al. 1983), die auf das Tieftauen der Toteisblöcke in der Nord-Süd Rinne (Kap.

10.3) zurückzuführen sind. Das Tieftauen führte neben der Bildung von Seen zu morphologischen Veränderungen, wodurch einige Abschnitte der glazial angelegten Schmelzwasserrinnen als Entwässerungsrinnen im Spätglazial inaktiv wurden. Anders ist nicht zu erklären, warum die von WINN et al. (1983) kartierten Rinnen häufig widersinnig zu den rezenten bathymetrischen Verhältnissen verlaufen (vgl. Kap. 4.3, Abb. 8).

Die Umgebung der Grube-Wesseker Niederung war spätestens um 10000 BC cal von einer schütterten Vegetation bedeckt. Die Pflanzendecke war nur schwach ausgebildet, so dass die jungen Böden leicht erodiert und grobe mineralische Komponenten in Senken gelangten. Erst die Konsolidierung der Pflanzendecke hemmte den Eintrag von grobem klastischen Material und führte zur Ablagerung von Schluff- und Kalkmudden mit einem geringen Gehalt an organischer Substanz. Die Ablagerung dieser limnischen Sedimente begann im frühen Spätglazial und ist somit älter als der von SEIFERT (1963) postulierte Beginn im Alleröd. Während dieser Zeit wurde das Tal des Oldenburger Grabens bereits sporadisch von Jägern und Sammlern aufgesucht (HARTZ et al. 2004), die Plätze im Bereich von Flüssen und Seen aufsuchten. Bekannte Fundstellen dieser Zeit liegen beispielsweise am Rand des damaligen Schwelbeker Sees (Anl. 1).

Eine Änderung der Sedimentationsbedingungen ist bis zu Beginn des Alleröds nicht nachweisbar. Erst während dieser Zeit war die Entwicklung der Vegetation so weit fortgeschritten, dass sich erste Detritusmudden ablagerten. Der Temperaturrückgang während der anschließenden Jüngeren Dryas ist durch eine Abnahme der organischen Substanz in den Ablagerungen belegt (Kap. 8, Abb. 17). Zum wärmeren Klima des Präboreals nahm der organische Anteil am Sediment wieder zu.

Am Übergang vom älteren zum jüngeren Präboreal zeichnet sich in den Sedimenten der meisten Seen eine Abnahme der Wassertiefe ab. Bis zu diesem Zeitpunkt waren die letzten Toteisreste im Untergrund der Seen abgetaut, so dass der andauernde Sedimenteintrag zur Aufhöhung des Seebodens führte. Für Mecklenburg-Vorpommern sind Tieftauprozesse ebenfalls bis in das Präboreal und Boreal nachgewiesen (KAISER 2001). Mit der fortschreitenden Abnahme der Wassertiefe begann die Verlandung der Seebecken. Der Abschluss der Seenentwicklung setzte im Präboreal um 9000 BC cal ein und hielt im Boreal und im älteren Atlantikum an. Im jüngeren Boreal setzte dieser Prozess zeitweise aus. Zeitgleiche Hiaten sind auch für Seebecken in der Mecklenburger Bucht belegt (WINN et al. 1983). Als Grund wird eine Absenkung des Grundwasserspiegels angenommen, die mit einer Regression des Ancylus-Sees in Verbindung gebracht werden kann. Dieser erstreckte sich nach LEMKE (1998) während seines Höchststandes bis in die Mecklenburger Bucht. Nur im zentralen Bereich des tiefsten Toteissees bei Schwelbek ist keine Verlandung nachweisbar.

Zu Beginn der Litorina-Transgression war der Oldenburger Graben eine weitgehend landfeste Oberfläche mit zahlreichen verlandeten Seen und vermoorten Senken. Über schmale Bäche, die als Schmelzwasserrinnen am Ende der glazialen Phase der Niederung angelegt und auch aus der umliegenden Landschaft gespeist wurden, entwässerte das Gebiet in die Hohwachter und Mecklenburger Bucht. Diesen Zustand stellte SEIFERT (1963) detailliert dar (Kap. 4.3, Abb. 7). In dem rezent festländischen Bereich der Grube-Wesseker Niederung hielt diese Phase mindestens bis in das frühe Atlantikum um 6320 BC cal an.

10.5 Litorina-Transgression und marine Phase

10.5.1 Initiale Überflutung der Grube-Wesseker Niederung (6250 bis 5100 BC cal)

Die ansteigende Ostsee drang sowohl von der Hohwachter als auch der Mecklenburger Bucht in das glaziale Tal des Oldenburger Grabens vor. Die ungleiche glaziale Entwicklung an beiden Enden der Niederung (Kap. 10.3) führte zu unterschiedlichen morphologischen Ausgangsbedingungen am Beginn der marinen Phase. Während bei Weißenhaus ein tief

eingeschnittenes glaziales Tal überflutet wurde, handelte es sich östlich von Dahme um eine flach abtauchende Grund- und Endmoränenlandschaft mit dem talartigen Einschnitt der Nord-Süd Rinne, die nicht im Streichen der Niederung verläuft (Kap. 10.3, Abb. 25). Demzufolge ist bei Weißenhaus mit einem früheren Beginn der marinen Phase der Niederung zu rechnen als bei Dahme. Die ältesten bekannten marinen Sedimente aus der Hohwachter Bucht lagerten sich in einer Teufe von -15,5 m NN um 6420-6110 BC cal (NIEDERMEIER-LANGE 1985, Anh. 8, Nr. 38) und in der Mecklenburger Bucht in -26,6 m NN um 6000-5770 BC cal (WINN et al. 1983, Anh. 8, Nr. 32) ab. Die zeitgleiche Meeresspiegelhöhe kann nicht bestimmt werden, da es sich bei beiden Transgressionskontakten um Ostseeschlick im Hangenden von limnischen Sedimenten nach Kategorie B (Kap. 9.2) handelt. Nach der Datierung der liegenden Torfe in der Kernbohrung Weißenhaus ist ein Beginn der marinen Phase der Niederung um 6200 BC cal bei einem Meeresspiegel von mindestens -15 m NN vorstellbar und ist somit möglicherweise etwas früher erfolgt als von SEIFERT (1963) postuliert wurde. Durch die Transgression wurden anstehende Sedimente aufgearbeitet. Die dadurch entstandenen Hiaten in Kombination mit der Kompaktion älterer limnischer Sedimente erlauben keine genaueren Angaben zum Beginn der Transgression oder zu der zeitgleichen Meeresspiegelhöhe.

Die ursprüngliche Weißenhäuser Mündung lag etwa 2,0 km seewärts der rezenten Küstenlinie. Die Ostsee drang von Weißenhaus über die Weißenhäuser Bucht und der Johannisebek-Rinne folgend in die westliche Niederung vor. Die bei einem Meeresspiegel von -15 m NN noch festländische Fortsetzung der Dahmer Bucht erstreckte sich zwischen 7,0 und 9,0 km in die Mecklenburger Bucht hinein. Hier erfolgte die Transgression zunächst entlang der Nord-Süd Rinne und der Fortsetzung der Grube-Dahme Rinne. Über letztere drang die Ostsee ab einer Meeresspiegelhöhe zwischen -14 und -13 m NN flussartig in den rezent festländischen Bereich der Dahmer Bucht ein. Eine großflächige Transgression dieses Bereiches war erst ab einer Meeresspiegelhöhe um -6,0 m NN möglich (vgl. Anl. 1). Bei diesem Niveau war auch die gesamte Mecklenburger Bucht überflutet. Die markante Erhebung der Sagasbank bildete im Verlauf dieses Anstiegs bei Meeresspiegelhöhen zwischen -11,0 und mindestens -9,0 m NN eine Insel.

In Senken und im Bereich verlandeter Seebecken bildeten sich durch den Grundwasser-Rückstau infolge des Meeresspiegelanstiegs z. T. Brackwassertorfe (Kap. 8.1). Häufig sind diese Basistorfe im Zuge der Transgression wieder aufgearbeitet worden. Mit der Verbrackung des Grundwassers veränderte sich die küstennahe Vegetation, was sich u. a. am Absterben des ufernahen Eichenbestandes zeigt. Diese Entwicklung fällt in den Zeitraum um 5400 bis 4800 BC cal. Während dieser Zeit erreichte der Meeresspiegel in der Grube-Wesseker Niederung um 5100 BC cal ein Niveau von etwa -4,5 m NN. Die Ostsee überflutete den Oldenburger Graben zu Beginn der marinen Phase zwischen 6200 und 5100 BC cal demnach mit einer durchschnittlichen Anstiegsgeschwindigkeit von etwa 1,0 m/Jahrhundert.

Um 5100 BC cal erstreckte sich ein Meeresarm von der Hohwachter Bucht bis in die Gegend von Ehlerstorf und ein weiterer von der Mecklenburger Bucht bis Grube (Abb. 27). Der westliche Meeresarm hatte bereits die Form einer lang gestreckten Förde, in den die Sandkuppen südlich von Kleinwessek (Kap. 7.2, Anl. 1) als Halbinseln hineinragten. Östlich des überfluteten Abschnitts der ehemaligen Johannisebek-Rinne ist bis in den Bereich des Oldenburger Kanals von vermoorten Senken und Seen in ehemaligen Toteislöchern auszugehen. Die Dahmer Bucht war zu dieser Zeit von zahlreichen Inseln und Halbinseln geprägt. Das Zentrale Becken stand kurz vor dem Beginn der marinen Überflutung. Neben der offenen Wasserfläche des Schwelbeker Sees ist auch in diesem Bereich von vermoorten Senken und flachen Seen, im westlichen Abschnitt vermutlich auch von Hochmoorbildung, auszugehen.

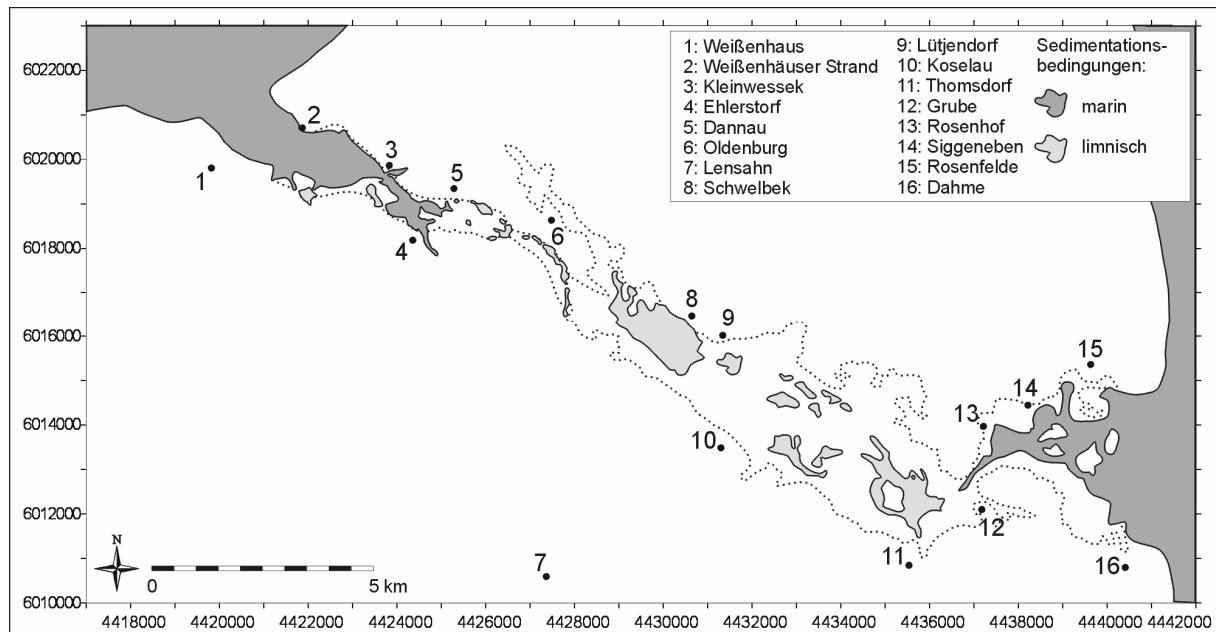


Abb. 27: Schematische Darstellung der Paläogeographie der Grube-Wesseker Niederung um 5100 BC cal bei einem Meeresspiegel von -4,5 m NN.

10.5.2 Riffsandschüttung und Strandwallbildung

Eine Abnahme der Anstiegsgeschwindigkeit des Meeresspiegels setzte nach der Datierung der ältesten marinen Sande im Mündungsbereich der Oldenburger Förde bereits kurz vor 5300 BC cal ein (Kap. 8, Abb. 17). Zu dieser Zeit kam es im Bereich der damaligen Mündungen zum Beginn küstendynamischer Prozesse. Die Datierung bestätigt die Angaben von DUPHORN et al. (1995), nach denen zwischen 5900 und 5300 BC cal im Bereich der südlichen Ostsee mit dem Beginn verstärkter Küstendynamik zu rechnen ist.

Nördlich und südlich der Mündungen wurden die Vorläufer der rezenten Steilufer angelegt und sukzessiv zurückverlegt. Das Steilufer von Putlos nordöstlich von Weißenhaus hat rezent eine Länge um 9,9 km und eine maximale Höhe von +30 m NN. Die sich südwestlich anschließende Steilküste von Friederikenhof ist nur etwa 3,9 km lang bei einer maximalen Höhe von +22 m NN. Nördlich von Rosenfelde am östlichen Ende der Niederung verläuft das rezent Steilufer über eine Länge von 7,4 km mit einer Unterbrechung im Bereich der Süssauer Niederung bei einer maximalen Höhe von +13 m NN. Die Steilküste südlich von Dahme ist 3,3 km lang und ebenfalls bis +13 m NN hoch. Im Bereich der östlichen Mündung stellt das über 7 bis 9 km flach abtauchende Küstenvorfeld mit der Hochlage der Sagasbank auch rezent eine große Abrasionsfläche dar, die neben den Steilufern als Sedimentliefergebiet zu berücksichtigen ist. In der Hohwachter Bucht sind derartige Abrasionsflächen auf den küstennahen Seegrund vor den Steilufern beschränkt.

Das sandige Material aus Küstenabbruch und Abrasion lagerte sich in Form von Riffsanden in den Mündungen der Förden ab. Der Transport des sandigen Materials erfolgte bei Weißenhaus sowohl aus südwestlicher als auch nordöstlicher Richtung, bei Dahme sowohl aus Norden als auch aus Süden. Für beide Mündungsbereiche ist für den Beginn der Küstenausgleichsprozesse eine Dominanz der nördlichen Komponente nachweisbar (Kap. 7.3). Dieser Umstand ist insbesondere auf die größeren Materialliefergebiete in nördlicher Richtung sowie die Exponierung der Küstenabschnitte zurückzuführen. Bei Weißenhaus werden die größten Fetchlängen bei Winden aus nordnordwestlicher Richtung, bei Dahme aus Ostnordost erreicht. Generell ist demnach an beiden Küstenabschnitten bei Winden mit nördlicher Komponente mit einer stärkeren Hydrodynamik zu rechnen als bei Winden aus südlichen Richtungen. Bei nördlichen und westlichen Windrichtungen ist darüber hinaus zwischen Kieler Förde und Oldenburger Graben ein verstärkter Materialtransport in Richtung Weißenhaus zu erwarten. Dieser Küstenabschnitt war aber zu Beginn der

Küstenausgleichsprozesse durch zahlreiche Meeresbuchten charakterisiert, in denen sich das transportierte Material ablagerte. Erst nach deren Abschluss von der Ostsee durch Strandwälle war eine verstärkte Sedimentzufuhr bis in den Bereich von Weißenhaus möglich.

Die ältesten Strandwälle, die bei Sturmereignissen auf den Riffsandsockel aufgesetzt wurden, konnten bei Weißenhaus in die Zeit um 4000 BC cal datiert werden (Kap. 8.4). Die Ergebnisse bestätigen den von SCHWARZER (1996) postulierten Beginn von Strandwallbildungen im Bereich der südwestlichen Ostsee. Zuvor kam es bei Weißenhaus kurzzeitig erneut zur Ablagerung von Schlick und organisch reicheren Sedimenten. Diese Sedimente belegen, dass bereits kurz vor 4000 BC cal Strandwälle den Energieeintrag in den Mündungsbereich blockierten. Sie wurden im Verlauf der weiteren Transgression aufgearbeitet und zurückverlegt. Der Beginn der Strandwallbildung im Bereich der östlichen Mündung konnte nicht datiert werden. Möglicherweise begann dieser Prozess hier schon früher, da das flachere pleistozäne Relief schneller durch marine Riffsande aufgefüllt werden konnte als bei Weißenhaus.

10.5.3 Die Entwicklung der Förden zwischen 5100 und 3000 BC cal

Die als verlässlich erarbeiteten Meeresspiegelmarken aus dem Oldenburger Graben belegen für die Zeit zwischen 5100 und 3000 BC cal einen Meeresspiegelanstieg von -4,5 m auf Werte um -1,75 m NN. Dieser verlief in zwei Oszillationen mit jeweils einer Phase stärkeren und einer Phase schwächeren Anstiegs. Die Dauer einer Oszillation beträgt etwa 900 Jahre (vgl. Kap. 9.6, Abb. 20), die Anstiegsgeschwindigkeiten sind mit 6,7 bis 30,4 cm/Jahrhundert deutlich geringer als während des Steilanstiegs zu Beginn der Litorina-Transgression.

Während sich in der Mündung der Oldenburger Förde bereits Riffsande ablagerten, dehnten sich die Wasserflächen im westlichen Abschnitt der Niederung zwischen 5100 und 3600 BC cal weiter aus. Die Ostsee drang zum einen nach Südosten tiefer in das Tal der Johanniskbek und zum anderen nach Osten bis südlich von Dannau vor. Hier verhinderte eine vom Nord- zum Südrand durchgehend verlaufende sandige Schwelle zunächst das weitere Vordringen (vgl. Kap. 7.3). Östlich der Schwelle lagerten sich in Seen und vermoorten Senken limnische Sedimente und Torfe, vermutlich auch Hochmoortorfe, ab. Die Sandkuppen südlich von Kleinwessek entwickelten sich zu Inseln (HARTZ et al. 2004).

Im östlichen Niederungsbereich bildete sich mit der Überflutung des Gruber Kanals ab 4900 BC cal sukzessiv eine Gruber Förde, die sich von der Dahmer Bucht über das Zentrale Becken bis nach Schwelbek erstreckte. Bis in Höhe Klenau folgte die Transgression dem pleistozänen Relief. Zwischen Klenau und Oldenburg hatten sich vor und während der Überflutung in Senken limnische Sedimente, Verlandungstorfe und Hochmoortorfe gebildet. Daher konnte sich die Gruber Förde westlich von Klenau nicht über die gesamte Ausdehnung des pleistozänen Beckens erstrecken. Vielmehr schnitt sie sich in mehreren schmalen und flussartigen Fortsetzungen, die sich im Schwelbeker Seebecken vereinten, in die Hochmoorlandschaft ein (vgl. Kap. 7.3 und Abb. 28). Die limnische Sedimentation im Schwelbeker Becken wurde um 4000 BC cal von marinen Ablagerungsbedingungen abgelöst. Diese waren nicht konstant, worauf eine in den frühen Ostseeschlick des Schwelbeker Beckens eingeschaltete Detritusmudde hinweist (VENUS 1965), die in brackischem Milieu abgelagert wurde. Die Ablagerung der Detritusmudde ist auf einen verlangsamten Meeresspiegelanstieg zurückzuführen, der nach 3600 BC cal nachweisbar ist. In der Dahmer Bucht wurden bis 3600 BC cal alle Inseln überflutet. Der Jarbock und die Tillkuppe südlich von Rosenfelde ragten weiterhin als Halbinseln in die offene Wasserfläche hinein.

Zwischen 3600 und 3000 BC cal erreichten die beiden Förden bei Meeresspiegelhöhen zwischen -2,0 und -1,5 m NN ihre maximale Ausdehnung (Abb. 28). Die Abnahme des Meeresspiegelanstiegs während dieser Zeit begünstigte die weitere Strandwallbildung in den

Mündungsbereichen der Förden. Mit der Überflutung der Schwelle bei Dannau dehnte sich die Oldenburger Förde als flussartiger Meeresarm über schmale Rinnen und ehemalige Seebecken mindestens bis in den zentralen Bereich des Oldenburger Kanals östlich der Bahnquerung im heutigen Stadtbereich von Oldenburg aus (vgl. Kap. 7.3). An dieser Stelle ist maximal 80 cm mächtiger Ostseeschlick in limnische Mudden eingeschaltet. Nach den im folgenden Kapitel für diesen Zeitraum ermittelten Sedimentationsraten des Ostseeschlicks von etwa 4 mm/Jahr hielten die marinen Sedimentationsbedingungen unter Berücksichtigung einer Kompaktion des Schlickes hier ca. 200 bis 300 Jahre an. Eine durchgehende Verbindung der Oldenburger und Gruber Förde, die nach dem Verlauf der pleistozänen Oberfläche möglich gewesen wäre, wurde durch Hochmoorflächen zwischen Schwelbek und Oldenburg blockiert. Diese Deutung setzt voraus, dass es sich bei den als limnisch angesprochenen Sedimenten tatsächlich um Süßwasserablagerungen handelt. Die Abgrenzung mariner und limnischer Sedimente erfolgte im Gelände hauptsächlich über das Auftreten mariner Mollusken. Diese können aber in einem brackischen Milieu auch fehlen, wie die Diatomeenanalyse von KÖNIG (1983) an molluskenfreien Sedimenten der Ausgrabung Siggeneben-Süd zeigte. Bei weiteren Untersuchungen wäre eine detaillierte Analyse des Ablagerungsmilieus der Sedimente zwischen Schwelbek und Oldenburg wünschenswert. Die Aussagen zur maximalen Ausdehnung der Förden decken sich weitgehend mit den Angaben von SEIFERT (1963; Kap. 4.4, Abb. 11).

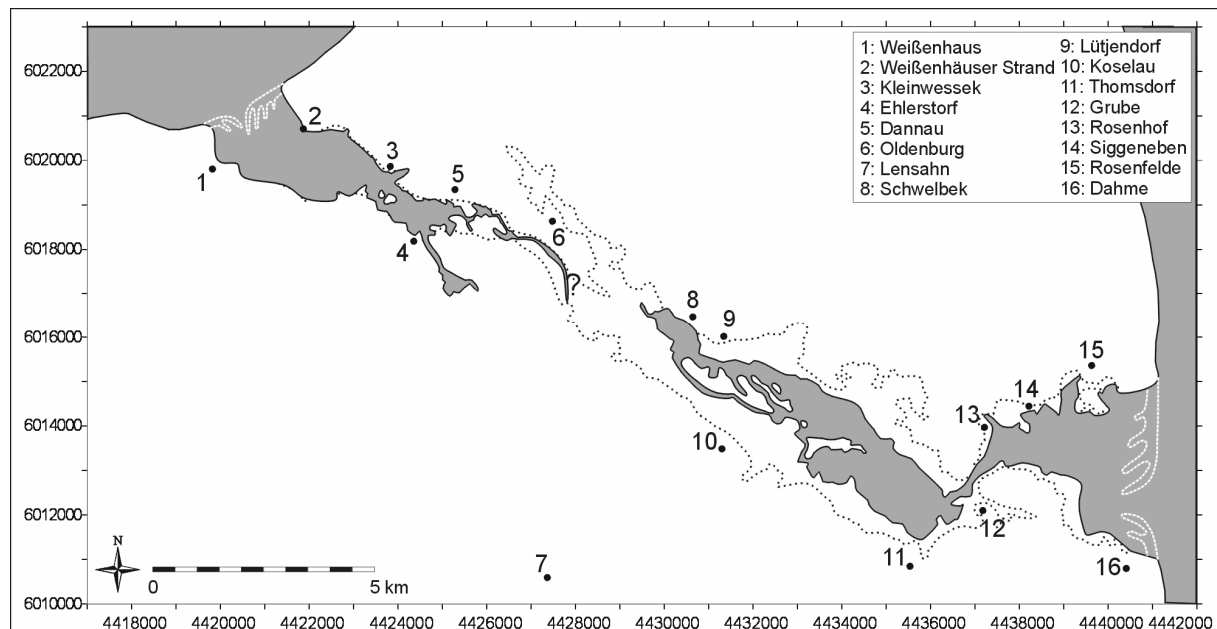


Abb. 28: Schematische Darstellung der Paläogeographie der Grube-Wesseker Niederung während der maximalen Ausdehnung der Ostseeförden um 3000 BC cal.

10.5.4 Anthropogener Einfluss auf die Sedimentationsrate des Ostseeschlicks

Die marine Phase der Grube-Wesseker Niederung umfasste nahezu das gesamte Neolithikum, in dessen Verlauf im Oldenburger Graben eine intensive Siedlungstätigkeit an Küstenplätzen auf dem „Festland“ (z.B. Grube LA 12a, LA 25), auf Inseln (z.B. Wangels LA 6, LA 505, LA 267) und Halbinseln (z.B. Oldenburg LA 191, Grube LA 58, LA 83, LA 62) belegt ist (Anl. 1). Während dieser Zeit wurde die akquirierende Lebensweise zunehmend von der produzierenden abgelöst. Die ältesten landwirtschaftlichen Aktivitäten in Schleswig-Holstein konnten im Oldenburger Graben nachgewiesen werden (HARTZ 1997/98). Die Nutzung mariner Ressourcen spielte aber weiterhin eine bedeutende Rolle.

Der anthropogene Einfluss auf die natürliche Vegetation kann für diesen Zeitraum anhand der Pollenspektren der zeitgleichen Sedimente nachgewiesen werden. Dieser direkte Zusammenhang ist von KALIS & MEURERS-BALKE (1998, 2001) für zahlreiche Pollenprofile des Oldenburger Grabens belegt. KALIS & MEURERS-BALKE (2001) halten

die folgende Entwicklung für wahrscheinlich: Getreideanbau ist bereits für die Phase Troels-Smith A (um 5000 bis 4600 BC cal) belegt. Mit einer Intensivierung des Ackerbaus ist ab 3710 BC cal (Iversen 2a) zu rechnen, die erst ab 2900 BC cal in der Phase Iversen 3b nachließ. Bezüglich der Viehhaltung ist bis 3900 BC cal von der Nutzung von Waldweiden auszugehen. Während der Phase Iversen 1b (3900 bis 3710 BC cal) ist mit größeren Eingriffen in den natürlichen Waldbestand durch Brandkultur zu rechnen, die zwischen 3400 und 3150 BC cal (Iversen 2b) besonders intensiv waren und im Anschluss abnahmen. Demzufolge ist ab 3900 BC cal durch die Verringerung des Waldbestandes mit einer zunehmenden Erosion und Umlagerung von Sedimenten in die Förden zu rechnen.

Im Rosenhofer Toteisloch (Kernbohrung Rosenhof 1981) steht 5,10 m mächtiger Ostseeschlick an, der bis zur eingeschalteten brackischen Detritusmudde weitgehend homogen ist. Die marinen Sedimente wurden über die hochauflösende Phasengliederung von KALIS & MEURERS-BALKE (1998, 2001) palynologisch datiert, so dass hier eine direkte Verknüpfung von anthropogenem Einfluss und Sedimentationsrate möglich ist (Abb. 29). Eine Kompaktion der Sedimente wurde nicht berücksichtigt. In Folgendem wird daher auf Angaben konkreter Zahlen verzichtet und es werden nur Tendenzen aufgezeigt.

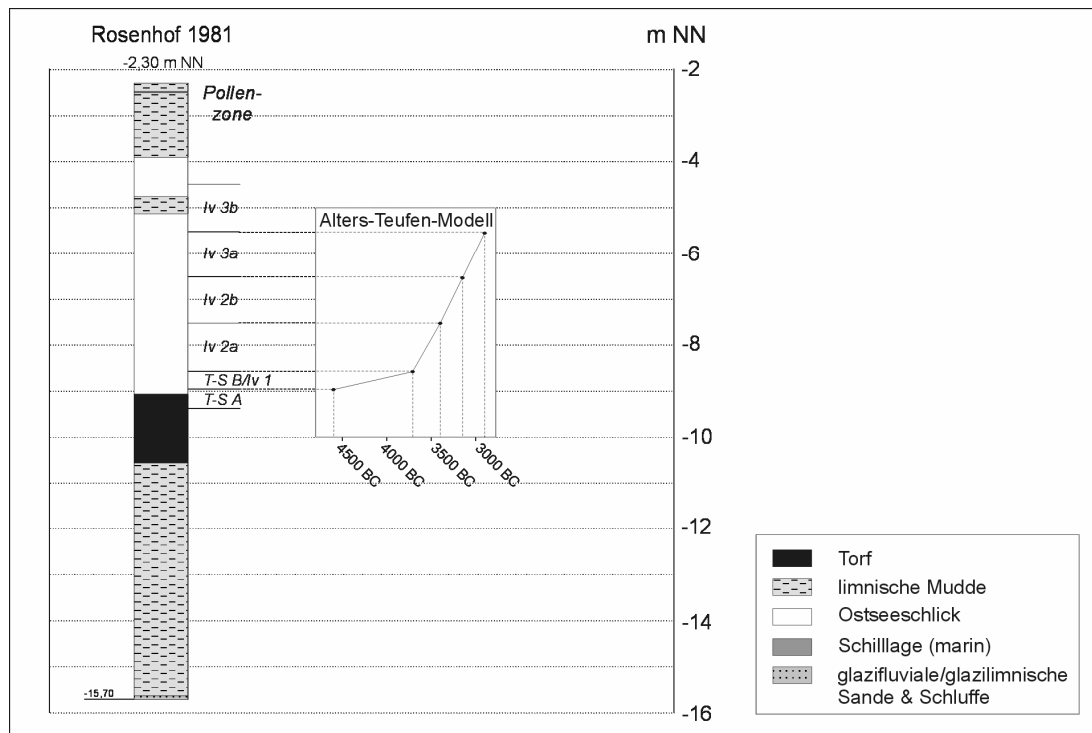


Abb. 29: Zusammenhang zwischen Alter und Tiefe des Ostseeschlicks in der Dahmer Bucht (Kernbohrung Rosenhof 1981) zwischen 4600 und 2900 BC cal.

Für die Phasen Iversen 2a, 2b und 3a ist im Gegensatz zu den Phasen Troels-Smith B, Iversen 1a und 1b, die nicht weiter untergliedert werden konnten, ab 3710 BC cal ein deutlicher Anstieg der Sedimentationsrate zu verzeichnen. Dieser Anstieg ist etwa zeitgleich mit dem Beginn von Brandrodungen und der Intensivierung der Landwirtschaft während der Phasen Iversen 1b und 2a. Die mit dem anthropogenen Eingriff in die natürliche Vegetation einhergehende verstärkte Erosion ist eine mögliche Erklärung für den Anstieg der Sedimentationsrate. Als mögliche natürliche Faktoren müssen die zeitgleiche Zunahme der Wassertiefe (Kap. 8.1) sowie der sukzessive Abschluss der Dahmer Bucht von der Ostsee berücksichtigt werden. Beide Faktoren führten zu einer Abnahme des Energieeintrages und somit zu ruhigeren und stabileren Sedimentationsbedingungen. Es ist davon auszugehen, dass der Anstieg der Sedimentationsrate um 3710 BC cal sowohl auf küstengeologische als auch auf anthropogene Faktoren zurückzuführen ist. Eine Trennung der Faktoren wäre nur über Vergleiche mit ähnlich detailliert untersuchten Sedimentabfolgen aus anderen Bereichen der Niederung möglich, die derzeit nicht vorliegen.

10.5.5 Das Ende der marinen Phase in der Oldenburger Förde

Zwischen 3400 und 2900 BC cal ist im Oldenburger Graben eine Phase mit abnehmender Intensität des Meeresspiegelanstiegs nachweisbar. Zum Ende dieses Zeitraumes ist ein Stillstand des Meeresspiegelanstiegs oder sogar eine leichte Regression möglich. Diese Annahme stützt sich auf geobotanische und stratigraphische Untersuchungen. Im westlichen Oldenburger Graben konnten an ufernahen Pollenprofilen der Ausgrabung Kleinwessek Hiaten identifiziert werden, die in den genannten Zeitraum fallen (Phasen Iversen 2b und 3a, frdl. mdl. Mitt. Dr. J. Meurers-Balke und Dr. J. Kalis). Im Flachwasserbereich der Kleinwesseker Insel war während dieser Zeit keine dauerhafte Ablagerung von Sedimenten möglich. Im Uferbereich wurde der ehemals landfeste Bereich der erteiltezeitlich/frühneolithischen Siedlung durch Wellenschlag, der sich über einen längeren Zeitraum auf das gleiche Niveau auswirkte, aufgearbeitet. Flintartefakte verlagerten sich auf diese Weise in die Flachwasserzone und wurden Bestandteil einer sekundären Fundsicht, wie sie beispielsweise im Schnitt 8 (HARTZ 1997/98: Abb. 5) erfasst wurde. Da Keramik oder Holzartefakte nicht umgelagert wurden, wurde der zur Besiedlungszeit unter temporärer Wasserbedeckung gelegene Bereich der primären Fundsicht nicht von der Abrasion erfasst.

Die fortschreitende Strandwallbildung führte während der Phase mit geringen Meeresspiegelanstiegsraten im Mündungsbereich der Oldenburger Förde zur endgültigen Abriegelung der Wasserflächen von der Ostsee. Eine schmale Verbindung zur Hohwacher Bucht bestand vermutlich weiterhin, der Ausstrom überwog aber über dem Einstrom, so dass die Wasserflächen aussüßten. Die marine Phase endet in der westlichen Niederung um 3000 bis 2900 BC cal. Die mittelnolithische Fundsicht am Rand der Kleinwesseker Insel (2900 bis 2600 BC cal) ist bereits in limnische Sedimente eingebettet (HARTZ & HOFFMANN-WIECK 2000), was für einen Anstieg des Seespiegels im Zuge eines wieder einsetzenden Meeresspiegelanstiegs während der Besiedlungszeit spricht. Nach HOIKA (1987) datiert das Ende der Besiedlung des Fundplatzes Dannau (3400 bis 2900 BC cal) den Abschluss der westlichen Niederung von der Ostsee. Die Datierungen am Kern OBG 256 (Ehlerstorf, Kap. 8.5) bestätigen diese Ergebnisse.

Es ist davon auszugehen, dass zwischen 3200 und 2900 BC cal auch die initiale Bildung der Weißenhäuser Dünen einsetzte. Der stabile Meeresspiegel oder die mögliche Regression begünstigte die Bildung von subaerischen Sandflächen als Materialliefergebiete. Die Strandwälle von Weißenhaus wurden im Zuge des weiteren Meeresspiegelanstiegs nicht mehr dauerhaft von der Ostsee überflutet oder ausgeräumt. Diese Tatsache kann als ergänzender Beleg für die Anlage der Dünen im postulierten Zeitraum angeführt werden, da die Strandwälle mit den aufgesetzten Dünen ein höheres Niveau des Meeresspiegels oder einen stärkeren Energieeintrag auf die Küste zur ihrer Überflutung voraussetzten. TAPFER (1940) postulierte auf Grund von Grabhügeln im Bereich der Dünen einen Bildungsbeginn im Spätneolithikum oder in der frühen Bronzezeit. Diese Datierung wurde von KÖSTER (1961) angezweifelt. Wegen der weiterhin ungewissen Altersstellung der Grabhügel sowie ihrer möglichen Anlage auf pleistozänem Untergrund kann das eigene Ergebnis weder gestützt noch widerlegt werden.

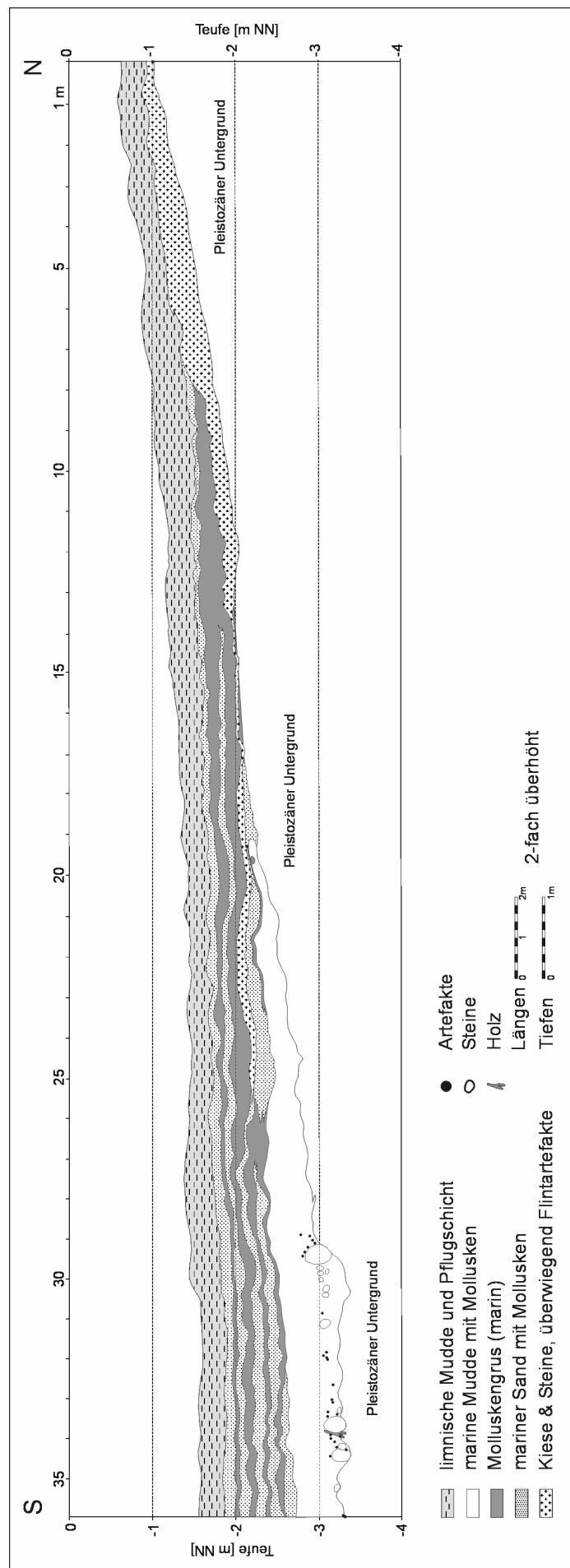
10.5.6 Das Ende der marinen Phase in der Gruber Förde

Im Mündungsgebiet der Gruber Förde bei Dahme führte die abnehmende Intensität des Meeresspiegelanstiegs oder die mögliche Regression zwischen 3400 und 2900 BC cal nicht zur Abriegelung der Wasserflächen von der Ostsee. Hier war die Strandwallbildung nicht so weit fortgeschritten wie bei Weißenhaus. Erst nachdem in der westlichen Niederung bereits der Vorläufer des heutigen Wesseker/Dannauer Strandsees entstanden war, kam es im Bereich der Gruber Förde zu einer kurzfristigen Einschränkung der Verbindung mit der Ostsee. In der Folge lagerte sich in im östlichen Abschnitt der Gruber Förde um 2800 bis 2700 BC cal (Beginn der 2. Hälfte der Phase Iversen 3b) im Hangenden von Ostseeschlick

eine wenige Dezimeter mächtige Brackwassermudde ab (vgl. Kap. 8, Abb. 17). Die erneute Überlagerung der Brackwassermudde durch bis zu 80 cm mächtigen Ostseeschlick deutet auf eine Ausräumung der Strandwälle, möglicherweise durch ein Sturmflutereignis, und eine weitere marine Phase der Gruber Förde hin. SEIFERT (1963) führte die Ablagerung der Brackwassermudde auf einen vorübergehenden Abschluss der Förde durch Strandwälle oder einen Stillstand des Meeresspiegelanstiegs zurück. Da für die Zeit nach 2900 BC cal anhand der mittelnolithischen Fundschicht am Siedlungsplatz Kleinwessek ein Wiedereinsetzen des Meeresspiegelanstiegs belegt werden kann (vgl. Kap. 10.5.5), ist eher von einem vorübergehenden Abschluss auszugehen. Um den zeitlichen Rahmen dieser Ereignisse zu festigen, wären weitere Datierungen der Brackwassermudde hilfreich.

Die zweite marine Phase der Gruber Förde war im Bereich der Dahmer Bucht von einer verstärkten Hydrodynamik begleitet. Im Bereich der Ausgrabungen von Rosenhof und Siggeneben-Süd sind bis zu 50 cm mächtige Muschellagen im Hangenden mariner Stillwassersedimente dokumentiert (MEURERS-BALKE 1983). Stellenweise treten sie in Wechselfolge mit marinen Sanden auf. Am Südrand des Jarbock-Hügels sind bis zu vier Muschellagen in marine Sande eingeschaltet, die hangaufwärts teilweise über einer Geröllschicht auskeilen. Die Geröllschicht besteht zu einem großen Teil aus Flintartefakten (SCHÜTRUMPF 1972; Abb. 30). Auch die Muschelbank bei Siggeneben geht in eine Schicht aus groben Kiesen über (MEURERS-BALKE 1983). Die Muschellagen setzen sich fast ausschließlich aus z. T. zweiklappig erhaltenen Herzmuscheln (*Cerastoderma edule*) und wenigen Miesmuscheln (*Mytilus edulis*) zusammen. Diese Massenanhäufungen an Schalen und Schalenresten müssen als Tempestite gedeutet werden. Die dazwischen liegenden marinen Sande weisen auf etwas ruhigere Sedimentationsbedingungen hin. Auf ein mögliches Sturmflutereignis, das ähnlich wie 1872 aus östlicher Richtung auflaufend die zweite marine Phase der Gruber Förde einleitete, ist bereits hingewiesen worden. Für intensive Hochwasser- und Brandungsereignisse sprechen auch die Geröll- und Kieslagen, die am Jarbock-Hügel bis über das von MEURERS-BALKE (1983) rekonstruierte maximale Meeresspiegelniveau der Dahmer Bucht zum Zeitpunkt der Aussüßung von -1,5 m NN nachzuweisen sind, sowie die sowohl hangaufwärts als auch -abwärts nachzuweisende Verlagerung von Flintartefakten verschiedener Besiedlungsphasen (Abb. 30). Eine Datierung der einzelnen Sturmlagen sowie ihre Zuordnung zu einem oder mehreren Ereignissen erfolgte bisher nicht. Nach der Datierung einer Herzmuschel aus einer der Muschellagen (2670 bis 2500 BC cal, KN 1962) wurde diese während der zweiten marinen Phase der Gruber Förde abgelagert.

Der Verlauf des Meeresspiegelanstiegs in der Gruber Förde nach 3000 BC cal ist noch nicht abschließend geklärt. Unter der Annahme, dass die spätneolithische Fundschicht südlich von Rosenfelde (Grube LA 62) nicht aus umgelagerten Artefakten besteht, erfolgte ein deutlicher Meeresspiegelanstieg und eine anschließende Regression, für die es aber bisher keine weiteren Anhaltspunkte gibt. Hier bleibt die Auswertung der Pollenanalysen abzuwarten. Möglich ist auch ein langsamer Anstieg auf -1,5 m NN. Dieser Wasserstand am Ende der marinen Phase der Gruber Förde kann noch nicht als gesichert gelten, da die Bestimmung des Niveaus anhand einer Sturmlage erfolgte (MEURERS-BALKE 1983). Nach den Ergebnissen von MEURERS-BALKE (1983) ist die Gruber Förde um 1500 BC cal endgültig vom Einfluss der Ostsee abgeriegelt. Eine schmale Verbindung der Wasserkörper wird auch hier weiterhin bestanden haben. Nach den Berechnungen zur Sedimentationsrate des Ostseeschlicks im Kern Rosenhof (Kap. 10.5.4) ist für den 80 cm mächtigen Schlick im Hangenden der Detritusmudde unter Berücksichtigung einer möglichen Kompaktion ein Ablagerungszeitraum von 200 bis 300 Jahren denkbar. Demnach könnte die zweite marine Phase der Gruber Förde bereits um 2500 bis 2400 BC cal zu Ende gegangen sein. Dafür spricht die Datierung der limnischen Sedimente im Bereich von Schwelbek, die das Ende der marinen Sedimentationsbedingungen in diesem Bereich in die Zeit um 2500 BC cal verweist. Der Beginn der Aussüßung in der Dahmer Bucht muss durch weitere ¹⁴C-Daten fixiert werden.



10.6 Aussüßung der ehemaligen Förden

Der Beginn der Aussüßung der Wasserflächen im westlichen Oldenburger Graben zwischen 3000 und 2900 BC cal ist durch die ^{14}C -Datierungen und Pollenanalysen der hier vorgestellten Kernbohrungen sowie weitere palynologische und archäologische Ergebnisse (VENUS 1965, 2004; HOIKA 1987; HARTZ & HOFFMANN-WIECK 2000) belegt. Bei Schwelbek in der östlichen Niederung lagerten sich um 2500 BC cal erste limnische Sedimente des frühen Gruber Sees ab. Für die Dahmer Bucht ist der Beginn der Aussüßung nicht abschließend geklärt. Möglicherweise begann diese auch hier bereits um 2500 bis 2400 BC cal. Die Ergebnisse von VENUS (1965, 2004), wonach die Aussüßung der östlichen Förde am Ende des Subboreals (2600 bis 750 BC cal) anzusetzen ist, können den Zeitraum nicht weiter einengen.

Die Aussüßung ist im gesamten Niederungsgebiet von einem deutlichen Wechsel von Ostseeschlick zu kalkhaltiger Detritusmudde belegt. Nach den Untersuchungen von KÖNIG (1987) an Diatomeen aus der frühen Detritusmudde am Siedlungsplatz Dannau (HOIKA 1987) ist für diese und auch für einige jüngere Schichten ein brackischer Einfluss nachweisbar, der für eine kontinuierliche Verbindung der Seeflächen mit der Ostsee oder für kurzzeitige Überflutungsereignisse spricht. Letztere konnten innerhalb der limnischen Sedimente der Grabung Kleinwessek als wenige Millimeter mächtige sandige Sturmlagen mit einem hohen Gehalt an marinem Schill identifiziert werden. Eine Datierung dieser Ereignisse erfolgte bisher nicht.

In der limnischen Abfolge am Fundplatz Kleinwessek konnte ein weiterer Hiatus festgelegt werden, der pollenanalytisch in die Pollenzone XII kurz vor die slawische Landnahme fällt (700/800 AD cal; frdl. mdl. Mitt. Dr. J. Meurers-Balke). Dieser Hiatus zeigt eine Absenkung des Seespiegels an, der sich entweder unabhängig vom Meeresspiegel durch abnehmende Süßwasserzufuhr oder durch eine Regression im Bereich der südwestlichen Ostsee entwickelte. Im Hangenden des Hiatus ist die slawische Besiedlung der Niederung anhand der Massenausbreitung der Grünalge *Pediastrum* nachweisbar, die auf eine historische Eutrophierung der Seeflächen hinweist (frdl. mdl. Mitt. Dr. J. Meurers-Balke).

10.7 Verlandung der Wasserflächen

Nach SEIFERT (1963) begann die Verlandung der mit dem Abschluss der Förden durch Strandwälle entstandenen Strandseen um Christi Geburt, als der Höchststand der Litorina-Transgression mit Meeresspiegelhöhen um NN erreicht war. Nach den hier vorgestellten Datierungen setzte die Verlandung bei Ehlerstorf um 1700 BC cal im Subboreal und bei Schwelbek um 400 BC cal im Subatlantikum ein. Bei Klenau wurden die frühesten Torfe im Hangenden von Detritusmudde pollenanalytisch an den Übergang der Pollenzone X/XI um 100 bis 130 AD cal und bei Kleinwessek in das Mittelalter datiert (VENUS 2004). Die breite Streuung der Daten belegt im Gegensatz zu den Ergebnissen von SEIFERT (1963) einen uneinheitlichen Beginn der Verlandungsprozesse.

Die Ausdehnung der Strandseen in der Grube-Wesseker Niederung ist für die Zeit um 1650 und 1790 anhand von historischen Karten belegt (Abb. 31, 32). Den historischen Karten sind einige landschaftsgeschichtliche Fakten zu entnehmen, die anhand des vorliegenden Bohrrasters nicht nachzuweisen sind. Um 1650 AD cal bestand nach Abb. 31 nur im Bereich der Dahmer Strandwälle eine Verbindung der Strandseen zur Ostsee. Bei Weißenhaus ist kein Abfluss verzeichnet. Der damalige Wesseker/Dannauer See entwässerte demnach über eine schmale Verbindung mit dem Gruber See ebenfalls nach Osten. Wahrscheinlich ist die Entstehung dieser Verbindung auf die zunehmende Blockierung des Abflusses in die Hohwachter Bucht durch Strandwälle und Dünen zurückzuführen. Um 1790 AD cal bestanden dagegen nach Abb. 32 sowohl im Bereich der Weißenhäuser als auch der Rosenfelder Brök Verbindungen der Strandseen zur Ostsee. Eine schmale Verbindung zwischen den Wasserflächen der westlichen und östlichen Niederung bestand fort. Somit

kann zumindest für die letzten 200 Jahre von einer durchgehenden Verbindung der Wasserflächen zwischen Hohwacher und Mecklenburger Bucht ausgegangen werden, die rezent anthropogen überprägt in Form des Entwässerungssystems „Oldenburger Graben“ fortbesteht.



Abb. 31: Wagrien und die Ausdehnung der Restseen in der Grube-Weseker Niederung nach der Meijerschen Karte von 1650, verändert.

Die Frage nach einer durchgängig schiffbaren Verbindung von der Hohwacher Bucht zur Mecklenburger Bucht während der slawischen Besiedlungszeit der Grube-Weseker Niederung kann derzeit nur diskutiert werden. Unter der Annahme eines geschlossenen Strandwallsystems bei Weißenhaus wäre eine Verbindung des slawischen Starigards zur Ostsee nur über den damaligen Gruber See vorstellbar. Der Wesseker/Dannauer See hätte in diesem Fall analog zur Situation um 1650 AD cal in Richtung Mecklenburger Bucht entwässert. Durch seine Funktion als Vorfluter der angrenzenden Gebiete wäre mit einem verstärkten Wasseraufkommen in Richtung des Gruber Sees und einer ausgeprägten Verbindung beider Seen zu rechnen. Dadurch wäre die Erreichbarkeit der Stadt auf dem Wasserwege aus östlicher Richtung begünstigt. Für diese paläogeographische Situation spricht auch die Verbreitung slawischer Funde und Befunde, die östlich von Oldenburg häufig sind und in der westlichen Niederung weitgehend fehlen (VOGEL 1972, JAKOBSEN 2003).

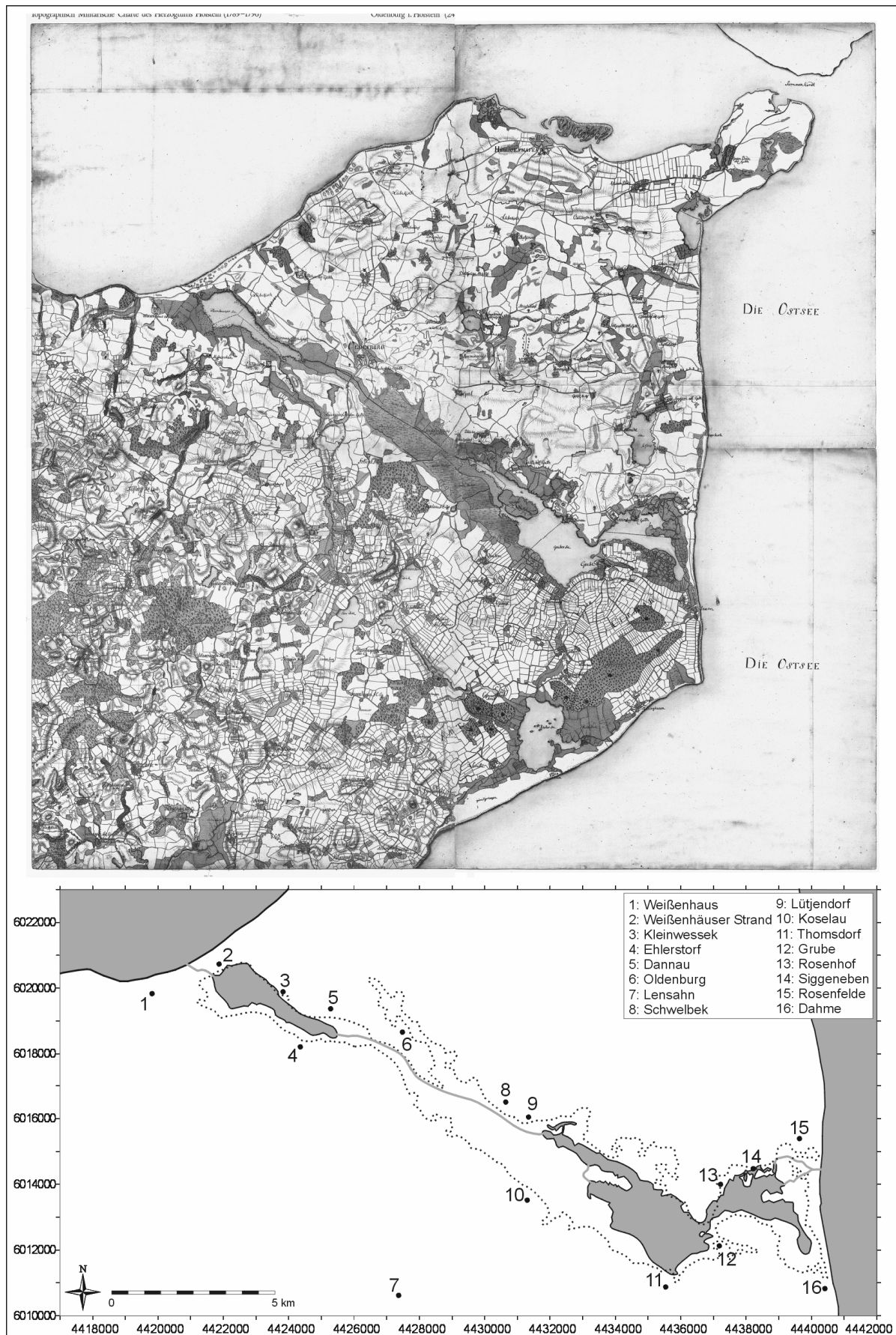


Abb. 32: Oben: Ausdehnung und Verbindung der Restseen in der Grube-Wesseker Niederung um 1790 nach der Varendorfschen Karte (mit frdl. Genehmigung H. Dietrich, Inst. für Ur- und Frühgesch. Univ. Kiel). Unten: Schematische Umzeichnung.

Zur Frage der Schiffbarkeit des Oldenburger Grabens zur slawischen Zeit sowie zur Prospektion der Hafenanlagen müssen weiter kleinräumige Kartierungen im Bereich der Strandwall-Landschaften sowie zwischen Dannau und Schwelbek folgen. Geophysikalische Messungen wären hilfreich. Anhaltspunkte zur Lage des Hafens bietet möglicherweise die Darstellung von Danckwerth, die Oldenburg im Jahr 1651 zeigt (Abb. 33).

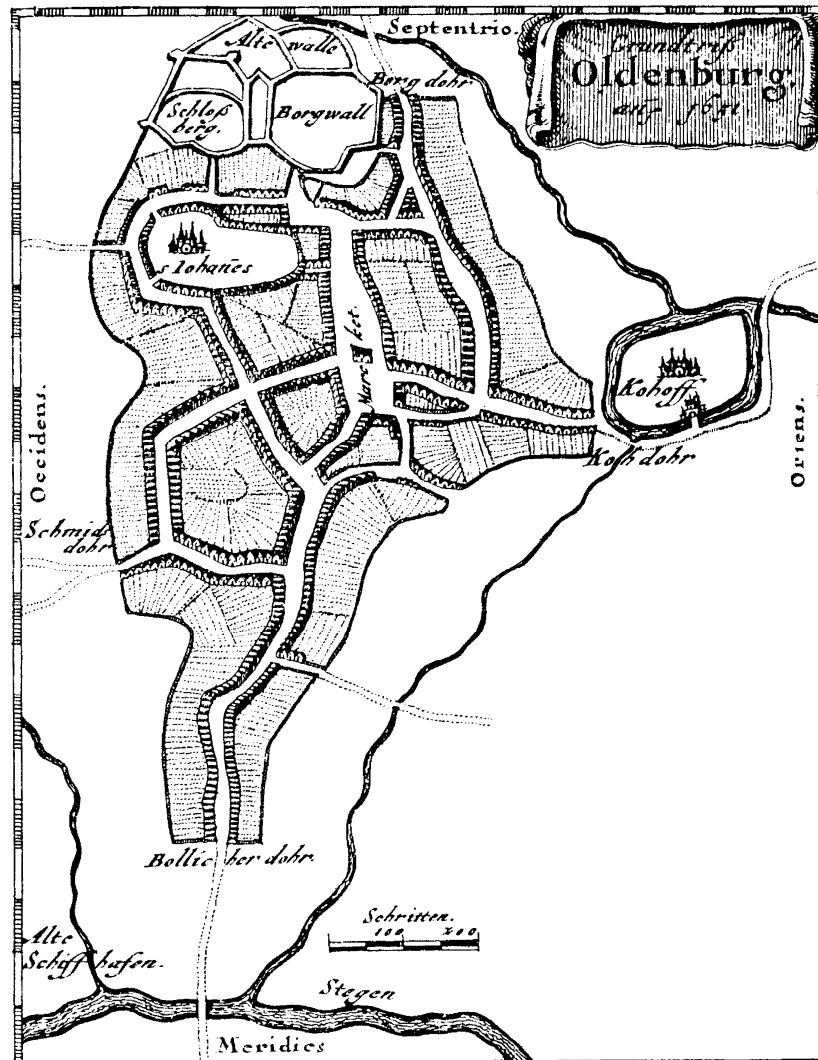


Abb. 33: Oldenburg im Jahr 1651 nach Danckwerth mit Lage „Alte Schiffhafen“ und „Stegen“.

Die natürliche Verlandung der Strandseen wurde durch die intensive Entwässerung der Niederung im letzten Jahrhundert beendet. Die damit verbundene Durchlüftung der jüngeren Sedimente führte zu deren Zersetzung. Darüber hinaus wurden sie infolge der landwirtschaftlichen Nutzung der Böden in weiten Teilen der Niederung erodiert.

11. Vergleich der Ergebnisse zum postglazialen Meeresspiegelanstieg in der Grube-Wesseker Niederung mit Ergebnissen aus der südwestlichen Ostsee

Zahlreiche Autoren haben sich insbesondere zwischen 1940 und 1986 in benachbarten Arbeitsgebieten mit dem Ablauf der postglazialen Transgression befasst. Der Meeresspiegelanstieg wurde mit unterschiedlichen Methoden rekonstruiert.

Ein großer Teil der Ergebnisse beruht auf Datierungen von Transgressionskontakten und Torfen aus Bohrkernen, die in Niederungsgebieten oder am Ostseeboden abgeteuft wurden (TAPFER 1940; SCHMITZ 1951b, 1952, 1954; SEIFERT 1955, 1963; AVERDIECK 1972; EXON 1972; WEFER et al. 1978; WINN et al. 1982; WINN et al. 1983; WINN & AVERDIECK 1984; NIEDERMEIER-LANGE 1985; SIMANOWSKY 1985; WINN et al. 1986).

Die Untersuchungen von Strandwall-Landschaften (KÖSTER 1961; VOSS 1967, 1970; VOSS et al. 1973; KLUG et al. 1974; ERNST 1974) ergaben weitere Anhaltspunkte zum Meeresspiegelanstieg an der südwestlichen Ostseeküste. Bei den älteren Untersuchungen von KÖSTER (1961), VOSS (1967, 1970) und VOSS et al. (1973) beruhen die Rekonstruktionen von Meeresspiegelhöhen u. a. auf Vergleichen von Strandwall-Höhen und Abschätzungen der Entstehungsalter der Strandwälle sowie auf Vergleiche historischer Karten. Bei späteren Arbeiten (KLUG et al. 1974; ERNST 1974) wurden auch ¹⁴C-datierte Torfe zur Rekonstruktion heran gezogen.

Archäologische Ausgrabungen ehemaliger Küstenplätze lieferten neben den für den Oldenburger Graben bereits erwähnten Rekonstruktionen (Kap. 9.5) weitere Ufermarken (GUENTHER et al. 1952; HOIKA 1987; ARNOLD 1979; MEURERS-BALKE et al. 1985). Diese wurden teilweise bei der Erstellung älterer Strandlinienverschiebungskurven berücksichtigt (KÖSTER 1961; VOSS 1967; VOSS et al. 1973; ERNST 1974; KLUG et al. 1974, 1980; DUPHORN 1979).

11.1 Vergleich mit Rekonstruktionen von Meeresspiegelhöhen anhand von Torfen

Bei der Untersuchung und Datierung küstennaher Torfe sowie von Torfen im Liegenden von marinen Sedimenten wird davon ausgegangen, dass deren rezentes Niveau etwa dem des Meeresspiegels während der Ablagerung entspricht. Zur Überprüfung dieser Annahme wurden die verfügbaren Datierungen von Torfen aus Niederungsgebieten und vom Ostseegrund für den Bereich der südwestlichen Ostsee in Anh. 8 zusammengestellt. In Abb. 34 sind die gemittelten Alter der Torfe gegen die Beprobungsteufe aufgetragen. Der postglaziale Meeresspiegelanstieg zeichnet sich grob ab. Torfe gleichen Alters weisen bezüglich ihrer Teufe eine Schwankungsbreite von mehreren Metern auf. Die Datierungen von Torfen, die rezent etwa auf dem gleichen Niveau liegen, weichen z. T. mehrere hundert Jahre voneinander ab. Diese Differenzen treten sowohl lokal als auch regional auf, so dass eine Beeinflussung durch unterschiedliche tektonische oder isostatische Bewegungen unwahrscheinlich ist. Vielmehr zeigen die Abweichungen, dass das rezente Niveau einer Torfoberfläche nicht zwangsläufig dem Niveau des Meeresspiegels während seiner Ablagerung entspricht. Eine detaillierte Rekonstruktion des Meeresspiegelanstiegs ist allein auf der Basis von datierten Torfen nicht möglich.

Der Bezug zwischen dem rezenten Niveau einer Torfoberfläche und der Meeresspiegelhöhe während der Ablagerung des Torfes muss im Einzelfall nachgewiesen werden. Als meeresspiegelrelevante Torfe können nur Basistorfe im Sinne von LANGE & MENKE (1967) gelten, bei denen die lokale Vegetationsentwicklung eine Vernässung und Verbrackung des Standortes anzeigt. Problematisch ist die Rekonstruktion der zeitgleichen Meeresspiegelhöhe, wenn diese Basistorfe im Hangenden von Süßwassersedimenten des Spät- und Postglazials auftreten, wie es z.B. anhand der Kernbohrung Rosenhof (Kap. 9.1.1) nachgewiesen werden konnte. Der dort anstehende Basistorf kann unmöglich mit der Meeresspiegelhöhe während seiner Ablagerung in Verbindung gebracht werden. Ähnlich

problematische Basistorfe beschreibt SCHMITZ (1952) für Bohrungen aus dem Bereich der inneren Lübecker Bucht. Neben der Morphologie der pleistozänen Oberfläche in der Umgebung der Profilstelle ist eine mögliche Kompaktion der Torfe und liegender limnischer Sedimente zu berücksichtigen. Diese verfälscht das Ergebnis insbesondere dort, wo diese Sedimente unter einer Auflast von Strandwällen anstehen. Zwischen den Torfen und den hangenden marinen Sedimenten sind ferner Hiaten häufig (WINN et al. 1986).

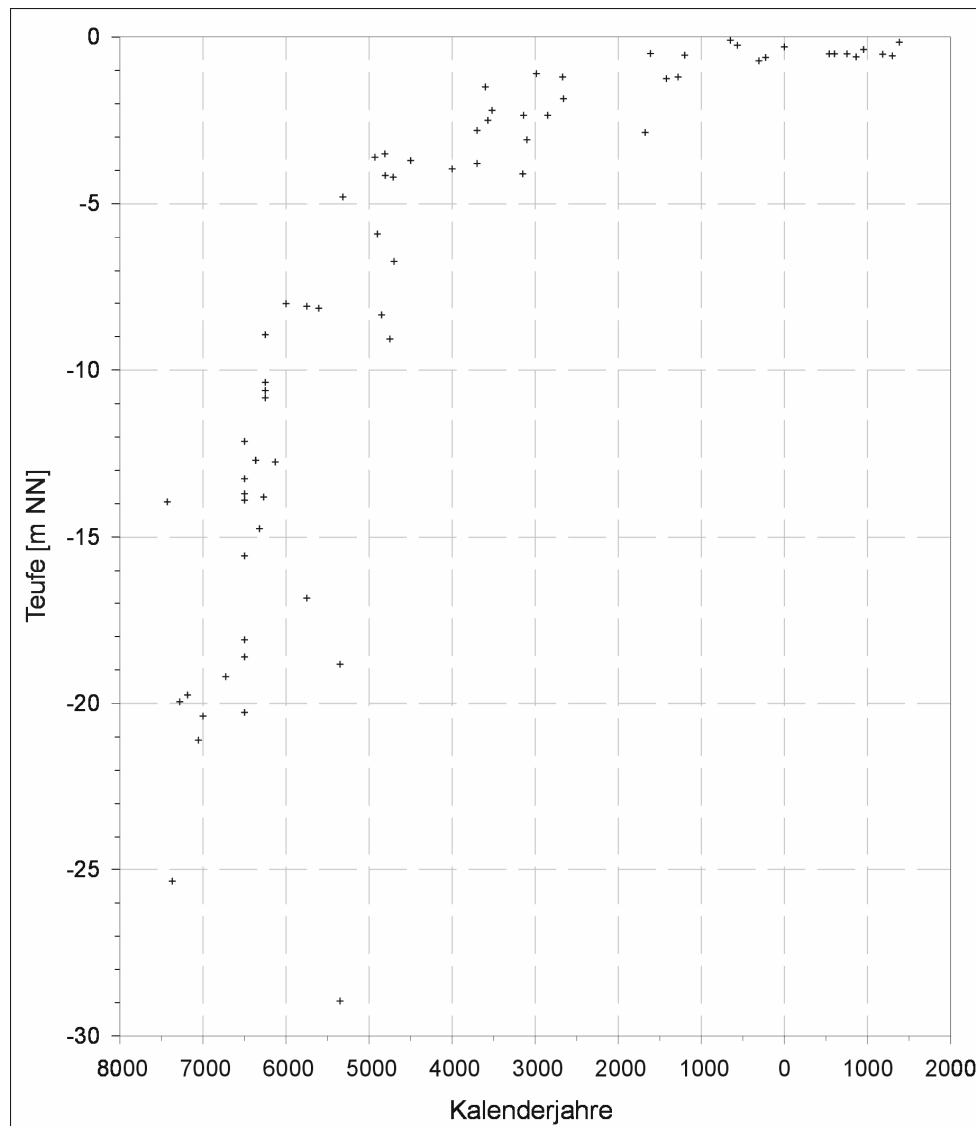


Abb. 34: Datierungen von Torfen aus dem Bereich der südwestlichen Ostsee und Niederungsgebieten an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste.

Bei einem nachgewiesenen Basistorf im Hangenden pleistozäner Sedimente ist davon auszugehen, dass der Beginn der Torfbildung auf einen Anstieg des küstennahen Grundwasserspiegels auf das Niveau des zeitgleichen mittleren Meeresspiegels zurückzuführen ist. Wird der Basistorf schließlich von marinen Sedimenten überlagert, ist ein weiterer Fixpunkt für die zeitgleiche Meeresspiegelhöhe gegeben, wenn der Transgressionskontakt die Anforderungen der im Rahmen dieses Projektes erarbeiteten Kategorie E (Kap. 9.2) erfüllt.

Für die meisten datierten Torfe früherer Untersuchungen fehlt die Diskussion oder der Nachweis einer meeresspiegelrelevanten Aussage. Im Vergleich mit dem Meeresspiegelanstieg im Oldenburger Graben liefern die Torfe, deren Ablagerungsalter in den Zeitraum zwischen 5100 und 3000 BC cal fallen, wenig Anhaltspunkte, um den postulierten Verlauf zu stützen oder zu widerlegen (Abb. 35).

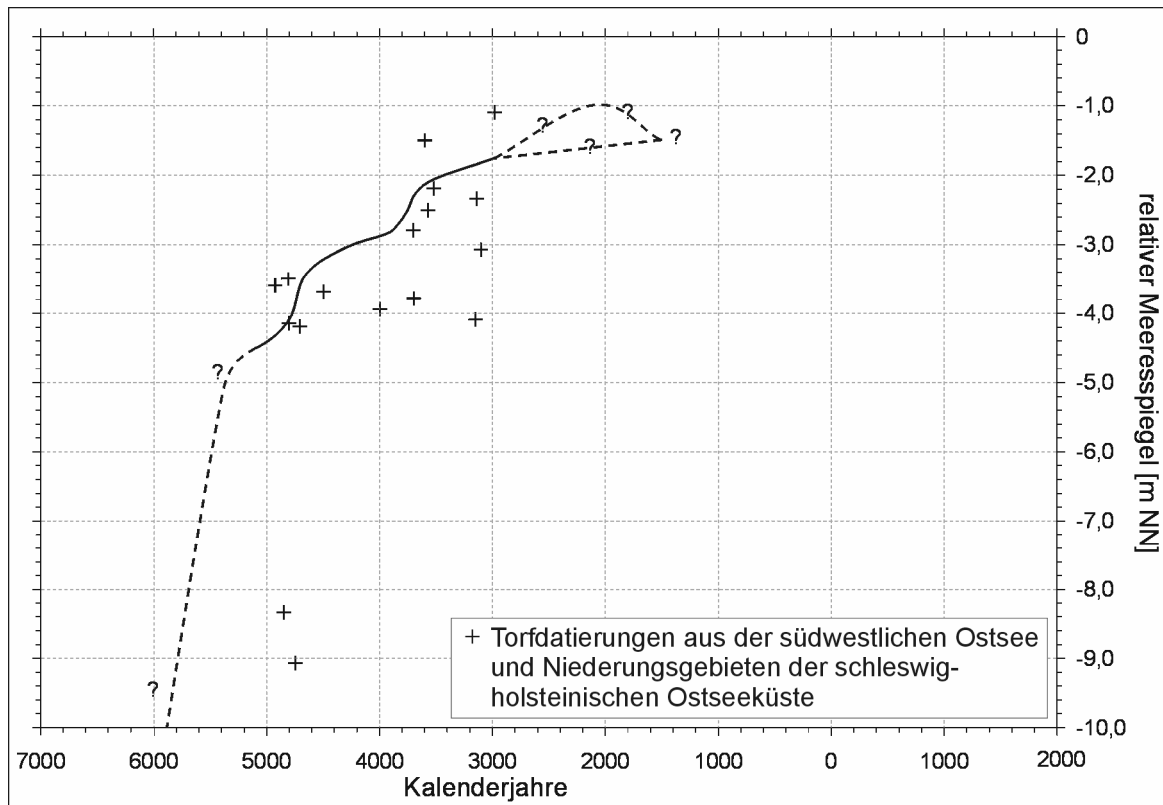


Abb. 35: Vergleich der Ergebnisse zum Meeresspiegelanstieg im Oldenburger Graben mit den Mittelwerten der Datierungen und Entnahmetiefen von Torfproben aus dem Bereich der südwestlichen Ostsee und Niederungsgebieten an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste für den Zeitraum zwischen 5100 und 3000 BC cal.

11.2 Vergleich mit Transgressionskontakten aus Bohrkernen

In Anh. 8 sind die von SCHMITZ (1951a, 1951b, 1952, 1954) und SEIFERT (1955) untersuchten Transgressionskontakte aus ostholsteinischen Niederungsgebieten sowie deren Datierung und Kategorisierung nach Kap. 9.2 aufgeführt. Von den sechzehn untersuchten Transgressionskontakten sind nur drei unter Berücksichtigung einer Kompaktion zur verlässlichen Rekonstruktion einer Meeresspiegelhöhe und somit zum Vergleich mit den Ergebnissen aus dem Oldenburger Graben geeignet (Anh. 8, Nr. 11, 15, 16). Die Datierungen liegen jedoch außerhalb des Zeitintervalls von 5100 bis 3000 BC cal. Die Teufen der übrigen Kontakte können nur als Mindesthöhen des zeitgleichen Meeresspiegels gewertet werden. Vielfach lagert der Ostseeschlick im Hangenden einer Abfolge von limnischer Mudde und Torf sowie im Liegenden von bis zu 15 m mächtigen marinen Sanden und Strandwall-Sedimenten. Bei derartigen Sedimentabfolgen ist nach den Ergebnissen aus der Grube-Wesseker Niederung eine postsedimentäre Kompaktion zu berücksichtigen, die eine verlässliche Rekonstruktion der zeitgleichen Meeresspiegelhöhe erschwert. An mehreren Stellen lagerten sich marine Sedimente über limnischer Mudde oder glazialen Untergrund ab. Auch diese Kontakte ermöglichen keine verlässlichen Aussagen zur zeitgleichen Meeresspiegelhöhe (Kategorie A und B, Kap. 9.2). Bei einem Kontakt lagern marine Sande im Hangenden von Schilftorf (Kategorie C, Kap. 9.2). Ein Hiatus durch eine Abrasion des Torfes während der Transgression ist wahrscheinlich. Das Niveau des Kontaktes kann nur als eine Mindesthöhe des zeitgleichen Meeresspiegels gewertet werden.

Die Rekonstruktionen des Meeresspiegelanstiegs von KÖSTER (1961) für die Regionen Heiligenhafen/Oldenburger Graben und die innere Lübecker Bucht beruhen fast ausschließlich auf den genannten Transgressionskontakten von SCHMITZ (1951a, 1951b, 1952, 1954) und SEIFERT (1955). Weitere Kontakte, die der Arbeit von KÖSTER (1961) zu Grunde liegen, stammen aus dem Oldenburger Graben (TAPFER 1940, Profil Moorkathe

und Dannau). Auch diese ermöglichen nur Aussagen zur Mindesthöhe des zeitgleichen Meeresspiegels (vgl. Kap. 9.3). KÖSTER (1961) setzte die Teufen der Transgressionskontakte ohne Korrektur einer Meeresspiegelhöhe gleich. Die Ergebnisse bezüglich einer Zunahme der isostatischen Landsenkung von der äußeren zur inneren Lübecker Bucht, die auch von WINN et al. (1986) angezweifelt wurden, eignen sich daher nicht zum Vergleich mit den hier vorgestellten Ergebnissen aus dem Oldenburger Graben.

WINN et al. (1986) stellten datierte Transgressionskontakte zahlreicher Autoren aus dem Seegebiet der südwestlichen Ostsee (AVERDIECK 1972; EXON 1972; WEFER et al. 1978; WINN et al. 1982; WINN et al. 1983; WINN & AVERDIECK 1984; NIEDERMEIER-LANGE 1985; SIMANOWSKY 1985) und eigene Datierungen zusammen und rekonstruierten einen steilen Meeresspiegelanstieg von -27 bis -14 m NN im 6. vorchristlichen Jahrtausend. Die Sedimentabfolgen der Kernbohrungen sind, soweit ermittelbar, in Anh. 8 zusammengestellt. Keiner der 48 Transgressionskontakte erfüllt die Anforderungen der Kategorie E. Darüber hinaus liegen zwischen den limnischen und marinen Sedimenten häufig Hiaten vor. WINN et al. (1986) begegneten diesem Problem, indem sie die Teufen von limnischen und marinen Sedimenten gegen deren Alter auftrugen und einen Verlauf des Meeresspiegelanstiegs zwischen diesen Werten postulierten. Diese Vorgehensweise liefert nur grobe Anhaltspunkte zum Verlauf der postglazialen Transgression. Der Meeresspiegel kann zu Beginn des 6. Jahrtausends BC cal zwischen -26 und -17 m NN gelegen haben, was einer möglichen Abweichung von $\pm 4,5$ m entspricht. Innerhalb dieser Schwankungsbreite wurden keine isostatisch bedingten Unterschiede für den Bereich der Kieler und Mecklenburger Bucht festgestellt. Die Datierungen liegen vor dem Zeitintervall, für das im Oldenburger Graben verlässliche Meeresspiegelhöhen ermittelt wurden. Ein Vergleich ist somit nicht möglich.

11.3 Vergleich mit Rekonstruktionen des postglazialen Meeresspiegelanstiegs aus der Probstei und der Hohwachter Bucht

KLUG et al. (1974) und ERNST (1974) rekonstruierten die Landschaftsgeschichte im Bereich der Kieler Außenförde (Probstei) und der inneren Hohwachter Bucht mittels Bohrungen und morphologischer Untersuchungen. Zur Rekonstruktion des Meeresspiegelanstiegs wurden u. a. ^{14}C -Datierungen und Pollenanalysen an Torfen durchgeführt. Im Liegenden der Torfe wurden häufig graubraune bis graublau Tonmudden beschrieben, die sich „in ruhiger Buchten- und Nehrungslage ohne störende Einwirkungen des Meeres“ (KLUG et al. 1974: 11; ERNST 1974: 72) abgelagert hatten. Die Tonmudden sind kalkhaltig und weitgehend pollenleer (ERNST 1974). Es wurden hauptsächlich erhaltungsfähige *Tilia*-Pollen und umgelagerte Tertiär-Pollen beschrieben (ERNST 1974). Diese Angaben sowie die stratigraphische Lage im Hangenden von Till deuten darauf hin, dass es sich bei diesen Sedimenten um glaziale Beckensedimente oder glazilimnische Ablagerungen handelt. Derartige Sedimente wurden für die Hohwachter Bucht auch von SCHWARZER et al. (1993) beschrieben. Demzufolge ist auszuschließen, dass die Torfe im Hangenden der glazialen Sedimente den Abschluss einer Gewässerentwicklung anzeigen. ERNST (1974) konnte anhand von Pollenanalysen eine zunehmende Vernässung des Standortes unter brackischen Bedingungen nachweisen. Eine Ansprache als Basistorfe im Sinne von LANGE & MENKE (1967) ist für die Hohwachter Bucht gerechtfertigt. Für die Probstei wurde dieser Nachweis nicht erbracht.

KLUG (1980) erstellte u. a. anhand der Datierungen aus der Probstei (KLUG et al. 1974) und der Hohwachter Bucht (ERNST 1974) eine Strandlinienverschiebungskurve für den Küstenbereich der südwestlichen Ostsee, die sich für einen Vergleich mit den eigenen Daten eignet, da sie das Zeitintervall von 5100 bis 3000 BC cal erfasst. Die Datierungen sind mit ihren aktuellen Kalibrierungen in Anh. 9 aufgeführt. Die Frage nach einem Zusammenhang zwischen der Beprobungsteufe und der Meeresspiegelhöhe während der Ablagerung der untersuchten Sedimente wird in Folgendem für die einzelnen Datierungen diskutiert.

Sieben Meeresspiegelmarken stammen aus einer einzigen Bohrung in der Hohwachter Bucht (ERNST 1974: Abb. 15). Die Torfbildung im Hangenden der glazialen Sedimente setzte hier um 4960 bis 4460 BC cal in einer Teufe von -4,2 m NN ein. Da es sich um einen Basistorf handelt, ist die Annahme gerechtfertigt, dass sich der Torf auf dem Niveau des zeitgleichen Meeresspiegels abgelagert hat. Eine Kompaktion des Torfes ist auf Grund der liegenden glazialen Sedimente nicht zu berücksichtigen. Aus dem hangenden Abschnitt dieses Torfes stammen zwei weitere Datierungen von Holzresten (Anh. 9, Nr. 2, 3). Beide sind älter als der liegende Torf, so dass es sich hierbei um umgelagertes Material handeln muss. Die Entnahmetiefen der Proben haben keine Relevanz für die Rekonstruktion der zeitgleichen Meeresspiegelhöhe. Die Torfbildung setzte im Verlauf des jüngeren Atlantikums (6000 bis 3700 BC cal) aus. Im Hangenden des Torfes folgt eine weitere blaugraue, weitgehend pollenleere „Tonmudde“. Hierbei handelt es sich ebenfalls um kein limnisches oder marines Sediment, sondern um umgelagerte glaziale Sedimente. Das vorübergehende Aussetzen der Torfablagerung stellt keinen Transgressionskontakt dar sondern deutet eine Stagnations- oder Regressionsphase an. Die Überlagerung der umgelagerten glazialen Sedimente durch einen weiteren Basistorf dokumentiert ein Wiedereinsetzen des Meeresspiegelanstiegs am Übergang vom Atlantikum zum Subboreal um 3800 bis 3600 BC cal. Der Torf geht im Hangenden in eine Torfmudde und schließlich in humose marine Sande über. Hierbei handelt es sich um einen Transgressionskontakt der Kategorie C (Kap. 9.2), der nur die Rekonstruktion einer Mindesthöhe des zeitgleichen Meeresspiegels erlaubt. Gleiches gilt für den Transgressionskontakt in der Bohrung P 56 (Anh. 9, Nr. 8).

Weitere Anhaltspunkte zur postglazialen Transgression stammen von Torfen und Torfmudden, die sich vor oder zwischen Strandwällen abgelagert haben (ERNST 1974; Anh. 9, Nr. 10 bis 13). Das Niveau des Überganges von den Strandwalledimenten zum Torf kann der zeitgleichen Meeresspiegelhöhe gleichgesetzt werden.

Für die datierten Torfe von WILLKOMM & ERLÉNKEUSER (1969; Anh. 9, Nr. 15, 16) wurde nicht nachgewiesen, dass es sich um Basistorfe handelt. Der Zusammenhang zwischen dem Niveau der Torfe und der zeitgleichen Meeresspiegelhöhe wurde nicht diskutiert.

Die archäologischen Ufermarken aus dem Oldenburger Graben, die KLUG (1980) zur Erstellung der Strandlinienverschiebungskurve heranzog, wurden im Rahmen der eigenen Untersuchungen teilweise neu bewertet (Kap. 9.5).

KLUG et al. (1974) datierten in der Probsteier Salzwiesen- und Strandwall-Landschaft den Beginn und den Verlauf von Torfablagerungen. Die eigentlichen Transgressionskontakte wurden nicht datiert. Diese wären auf Grund der hangenden marinen Sande als Mindesthöhen nach Kategorie C (Kap. 9.2) zu werten (KLUG et al. 1974: Abb. 3). Die Datierungen Nr. 18, 20 und 25 (Anh. 9) beziehen sich auf den Beginn der Ablagerung von Torfen und Torfmudden im Hangenden von glazialen Sedimenten oder Sand. Ein Bezug zur zeitgleichen Meeresspiegelhöhe ist unter der Annahme gerechtfertigt, dass es sich um Basistorfe handelt. Die Sedimentabfolge der Bohrung P 9 kann im Bereich des Deichfußes gestört sein, wofür auch der Kies im Hangenden der Torfmudde spricht (KLUG et al. 1974: Abb. 3). Die Datierung Nr. 19 (Anh. 9) stammt aus dem mittleren Bereich des Torfes. Da nach den Ergebnissen der Ausgrabung Kalifornien (KLUG 1980: Abb. 5) auch während einer Regression mit Torfwachstum zu rechnen ist, kann die Beprobungsteufe nicht zur verlässlichen Rekonstruktion der zeitgleichen Meeresspiegelhöhe herangezogen werden. Der Transgressionskontakt in der Ausgrabung Kalifornien (Anh. 9, Nr. 23) entspricht der Kategorie C und repräsentiert ein Mindestniveau des zeitgleichen Meeresspiegels. Darüber hinaus ist nicht sicher, ob es sich bei den Sandeinschaltungen um marine oder äolische Sande handelt. Der Beginn der Ablagerung einer Torfmudde (Anh. 9, Nr. 21) über Torf deutet möglicherweise eine Zunahme der Anstiegsgeschwindigkeit des Meeresspiegels an.

Bei archäologischen Ausgrabungen im Barsbeker Moor wurde der Beginn einer Torfbildung in die Zeit um Christi Geburt datiert (GUENTHER et al. 1952). Nahe der Ausgrabung wurde

ein weiterer Torf in die Zeit um 1330 bis 1440 AD cal datiert, dessen Bildung in einem Niveau über NN begann. Diese Datierung ist ein weiterer Hinweis dafür, dass sich küstennahe Torfe nicht zwangsläufig auf dem Niveau des Meeresspiegels ablagern, da bisher kein Nachweis für eine Meeresspiegelhöhe über NN im Bereich der westlichen Ostsee während des postglazialen Meeresspiegelanstiegs vorliegt. Diese Datierung wird von KLUG (1980) nicht erwähnt.

Der Meeresspiegel um Christi Geburt wurde sowohl von VOSS (1967), VOSS et al. (1973), ERNST (1974) und KLUG (1974) auf Grund von morphologischen Untersuchungen zur Höhe der zeitgleichen Strandwallsysteme auf ± 0 m NN bestimmt. Bei den Datierungen handelt es sich in den meisten Fällen um Abschätzungen. VOSS (1967) führte eine indirekte Datierung über einen ufernah abgelagerten jungesenezeitlich bis älterkaiserzeitlichen Muschelabfallhaufen im Bereich der Schleimündung durch. Nach LABES (2002) besteht aber kein Zusammenhang zwischen Muschelhaufen und zeitgleicher Strandlinie. Einen weiteren Datierungsversuch unternahmen VOSS et al. (1973) im Bereich des Höftlandes von Langballigau an einer Packung aus Miesmuscheln, Holz- und Pflanzenresten, die hinter einem Strandwall aufgefunden wurde, dessen Höhe nur gering von der rezenten Strandwalle abweicht. Es ist nicht sicher, dass diese Packung das Ablagerungsalter des Strandwalles datiert oder ob sie zu einem späteren Zeitpunkt dort deponiert wurde.

VOSS et al. (1973) rekonstruierten im Bereich des Höftlandes von Langballigau (Flensburger Förde) auf der Grundlage von morphologischen Untersuchungen eine Meeresspiegelhöhe von -0,9 bis -0,7 m NN, die anhand eines wikingerzeitlichen Gräberfeldes in die Zeit um 1100 AD cal datiert wurde. Im Bereich der Schleimündung schloss VOSS (1967) anhand des Niveaus eines fossilen Spülsaumes und Vergleichen mit historischen Karten auf einen Meeresspiegel zwischen -0,47 und -0,27 m NN um 1642 AD cal.

Auf die Datierung eines Transgressionskontaktes von SCHMITZ (1954), den KLUG (1980) zur Erstellung der Strandlinienverschiebungskurve nutzte, ist bereits eingegangen worden (Kap. 11.2; Anh. 8, Nr. 11).

Nach der Diskussion der Datengrundlage der Strandlinienverschiebungskurve von KLUG (1980) können drei verlässliche Meeresspiegelhöhen und zwei Mindestwasserstände für den Zeitraum zwischen 5100 und 3000 BC cal zu Vergleichen mit den Ergebnissen aus dem Oldenburger Graben herangezogen werden (Anh. 9, Nr. 1, 5, 6, 7, 18). Für die Torfe wurde eine maximale Kompaktion von 20 cm veranschlagt. Die rekonstruierten Meeresspiegelhöhen bestätigen in den entsprechenden Zeit- und Tiefenintervallen den im Oldenburger Graben postulierten Verlauf des Meeresspiegelanstiegs (Abb. 36). Die Mindestwasserstände widersprechen den Ergebnissen nicht. Eine weitere Bestätigung erfahren die Ergebnisse durch die Abfolge der Sedimente in der Bohrung P 50 aus der Hohwachter Bucht (ERNST 1974; s.o.). Die Ablagerung von Basistorf setzte hier zeitweise aus. Die folgende Torfablagerung begann um 3800 bis 3600 BC cal am Übergang vom Atlantikum zum Subboreal (ERNST 1974). Der Ablagerungsbeginn kann mit dem Ende der für den Oldenburger Graben postulierten Phase geringem Meeresspiegelanstiegs um 3950 BC cal in Verbindung gebracht werden und stellt einen weiteren Beleg für den dort nachgewiesenen phasenhaften Anstieg dar. Der Vergleich der als verlässlich gewerteten Meeresspiegelhöhen aus der Probstei und der Hohwachter Bucht mit den Ergebnissen aus dem Oldenburger Graben legt deren überregionale Gültigkeit nahe.

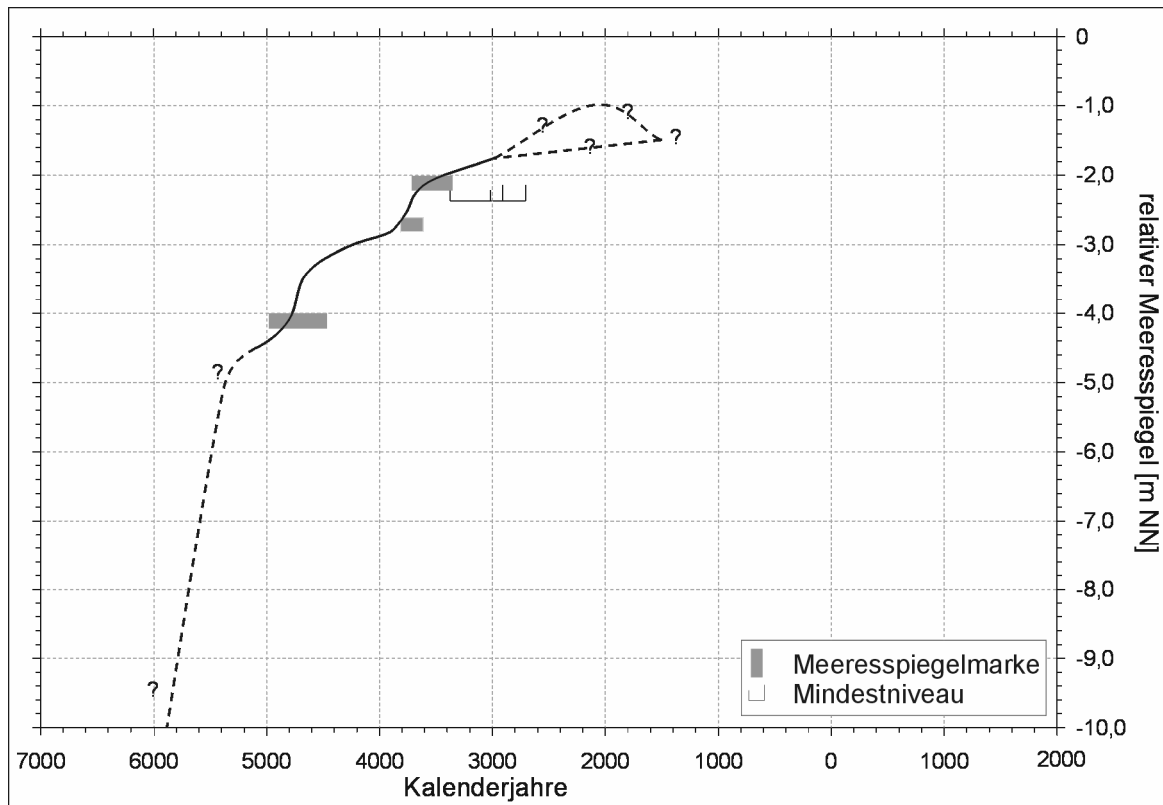


Abb. 36: Vergleich der Ergebnisse zum Meeresspiegelanstieg im Oldenburger Graben mit den als verlässlich bewerteten Meeresspiegelhöhen von KLUG (1980) für den Zeitraum zwischen 5100 und 3000 BC cal.

11.4 Vergleich mit Ergebnissen archäologischer Untersuchungen zum Meeresspiegelanstieg an der südwestlichen Ostseeküste

LABES (2002) fasste die Ergebnisse archäologischer, geologischer und geographischer Untersuchungen für verschiedene Regionen der deutschen Ostseeküste zusammen. Angaben zu Forschungsgeschichte und Stratigraphie der einzelnen Lokationen sind dort detailliert aufgeführt. Unterschiedliche Werte isostatischer Bewegungen zeigten sich nicht. Aus der Vielzahl der archäologischen Untersuchungen zwischen der Flensburger Förde und der Wismarbucht sind in Anh. 10 diejenigen aufgeführt, die bezüglich der Datierung und der Höhe des rekonstruierten Meeresspiegels geringe mögliche Abweichungen aufweisen. Aussagen zum Meeresspiegel mit einer möglichen Abweichung der Datierung von mehr als ± 500 Jahren oder des rekonstruierten Niveaus von mehr als ± 50 cm (z.B. bei Baggerfunden) wurden nicht berücksichtigt. Damit wird nicht die Gültigkeit der Ergebnisse in Frage gestellt. Zur Erstellung einer detaillierten Strandlinienverschiebungskurve sind diese Angaben allerdings wenig verlässlich.

Neben Ufermarken und mittleren Wasserständen zur Besiedlungszeit von Küstenplätzen wurden teilweise auch temporäre Hochwasserstände datiert, die nicht für die Rekonstruktion der zeitgleichen mittleren Meeresspiegelhöhe geeignet sind. Hinzu kommen Datierungen von Torfen, auf deren problematische Stellung in Bezug auf das Niveau des zeitgleichen Meeresspiegels bereits eingegangen wurde. Zum Teil wurden verwurzelte Bäume oder Reste von Wäldern datiert, die als Landmarken gewertet werden können.

Für den Zeitraum von 5100 bis 3000 BC cal wurden außerhalb des Oldenburger Grabens an vier steinzeitlichen Küstenplätzen Meeresspiegelhöhen rekonstruiert. Die Ufermarke der submarinen Ausgrabung Neustadt-Marienbad (Anh. 10, Nr. 18) stellt ein Mindestniveau dar, da der uferwärtige Bereich der Fundschicht durch marine Abrasion aufgearbeitet sein kann. Davon zeugen zahlreiche Streufunde in der Umgebung der Fundstelle. Dieses

Mindestniveau und das Mindestniveau sowie die Landmarke aus der Wismarbucht (LÜBKE im Druck, Anh. 10, Nr. 21) widersprechen nicht den zeitgleichen Meeresspiegelhöhen aus dem Oldenburger Graben (Abb. 37). Zwei Ufermarken aus dem Bereich der Flensburger Förde (MEURERS-BALKE et al. 1985, Anh. 10, Nr. 1, 2) unterstützen die Rekonstruktion eines verlangsamten Anstiegs zwischen 3520 und 2900 BC cal. Die absoluten Werte der rekonstruierten Meeresspiegelhöhen stimmen in etwa mit denen des Oldenburger Grabens überein. Die überregionale Gültigkeit der Ergebnisse wird durch die archäologischen Rekonstruktionen gestützt. Der am Fundplatz Heringsdorf-Süssau rekonstruierte Meeresspiegelanstieg während der Besiedlungszeit (HOIKA 1987, Anh. 10, Nr. 15 bis 17) weist dagegen nur eine gleiche Tendenz auf. Die absoluten Werte sprechen für einen Meeresspiegel, der 50 bis 75 cm über dem des Oldenburger Grabens lag, obwohl sich die Süssauer Niederung unmittelbar nördlich der Dahmer Bucht an den Oldenburger Graben anschließt. Für die Abweichungen dieser rekonstruierten Meeresspiegelhöhen besteht weiterer Forschungsbedarf.

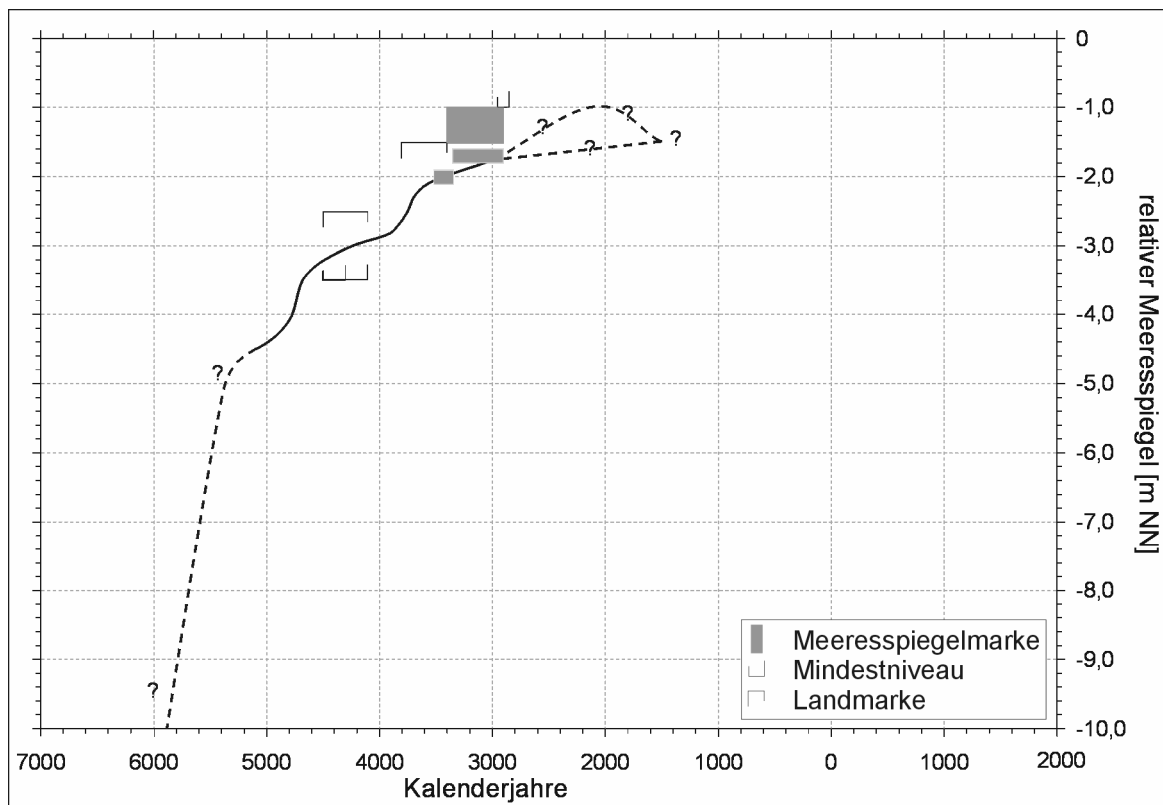


Abb. 37: Vergleich der Ergebnisse zum Meeresspiegelanstieg im Oldenburger Graben mit Rekonstruktionen von Meeresspiegelhöhen an steinzeitlichen Küstensiedlungsplätzen an der südwestlichen Ostsee für den Zeitraum zwischen 5100 und 3000 BC cal.

12. Der postglaziale Meeresspiegelanstieg in der südwestlichen Ostsee

Der Vergleich mit Forschungsergebnissen aus der südwestlichen Ostsee untermauert den im Oldenburger Graben rekonstruierten Meeresspiegelanstieg zwischen 5100 und 3000 BC cal. Eine überregionale Gültigkeit ist wahrscheinlich. Nach den Ergebnissen aus dem Oldenburger Graben können zwei Phasen mit steilerem Anstieg von zwei Phasen mit geringeren Anstiegsraten unterschieden werden. Der Zeitraum vom Beginn eines Steilanstieges bis zum Ende einer Phase mit geringem Anstieg beträgt etwa 900 Jahre.

Am Eiskern GISP2 (Grönland) konnten von SCHULZ & PAUL (2002) anhand von $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen Temperaturoszillationen mit einer Periodizität von etwa 900 Jahren zwischen 6500 und 1000 BC cal nachgewiesen werden. Bei einem Vergleich dieser Ergebnisse mit dem Transgressionsverlauf im Oldenburger Graben zeigt sich, dass der Beginn der Phasen mit steilem Anstieg jeweils in die Zeit relativ hoher $\delta^{18}\text{O}$ -Werte fällt, während geringe Anstiegsraten mit relativ niedrigen $\delta^{18}\text{O}$ -Werten einhergehen (Abb. 38). Die Oszillationen des postglazialen Meeresspiegelanstiegs im Oldenburger Graben korrespondieren demnach mit Temperaturschwankungen im Nordatlantik. Sie sind vermutlich auf thermische Expansion und Kontraktion der ozeanischen Deckschicht oder unterschiedlich starke Abschmelzprozesse zurückzuführen.

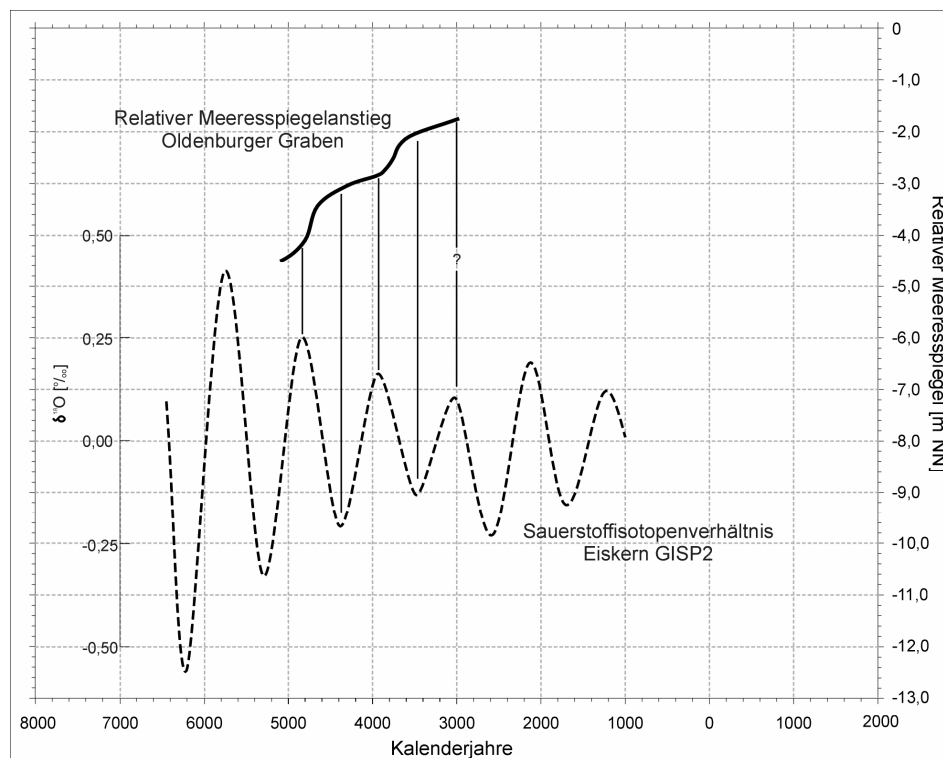


Abb. 38: Zusammenhang zwischen den Meeresspiegelschwankungen in der südwestlichen Ostsee und den $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen am Eiskern GISP2 (SCHULZ & PAUL 2002).

Unter der Annahme einer Korrelation der Oszillationen des Meeresspiegelanstiegs in der südwestlichen Ostsee mit den Temperaturänderungen im Nordatlantik wurde eine neue Strandlinienverschiebungskurve für das Gebiet zwischen Flensburger Förde und Wismarbucht erstellt. Dabei wurden die als meeresspiegelrelevant bewerteten geologischen, geographischen und archäologischen Ergebnisse aus dem Bereich der südwestlichen Ostsee in Abb. 39 berücksichtigt, die in Anh. 8 bis 10 zusammengestellt sind und in vorangegangenen Kapiteln diskutiert wurden. Der Verlauf der neuen Strandlinienverschiebungskurve für die südwestliche Ostsee kann die meisten dieser Ergebnisse sowie zahlreiche als unsicher bewertete Rekonstruktionen für den Küstenabschnitt der Ostsee zwischen der Flensburger Förde und der Wismarbucht erklären. Der Verlauf steht nicht im Widerspruch zu den Mindestwasserständen und Landmarken.

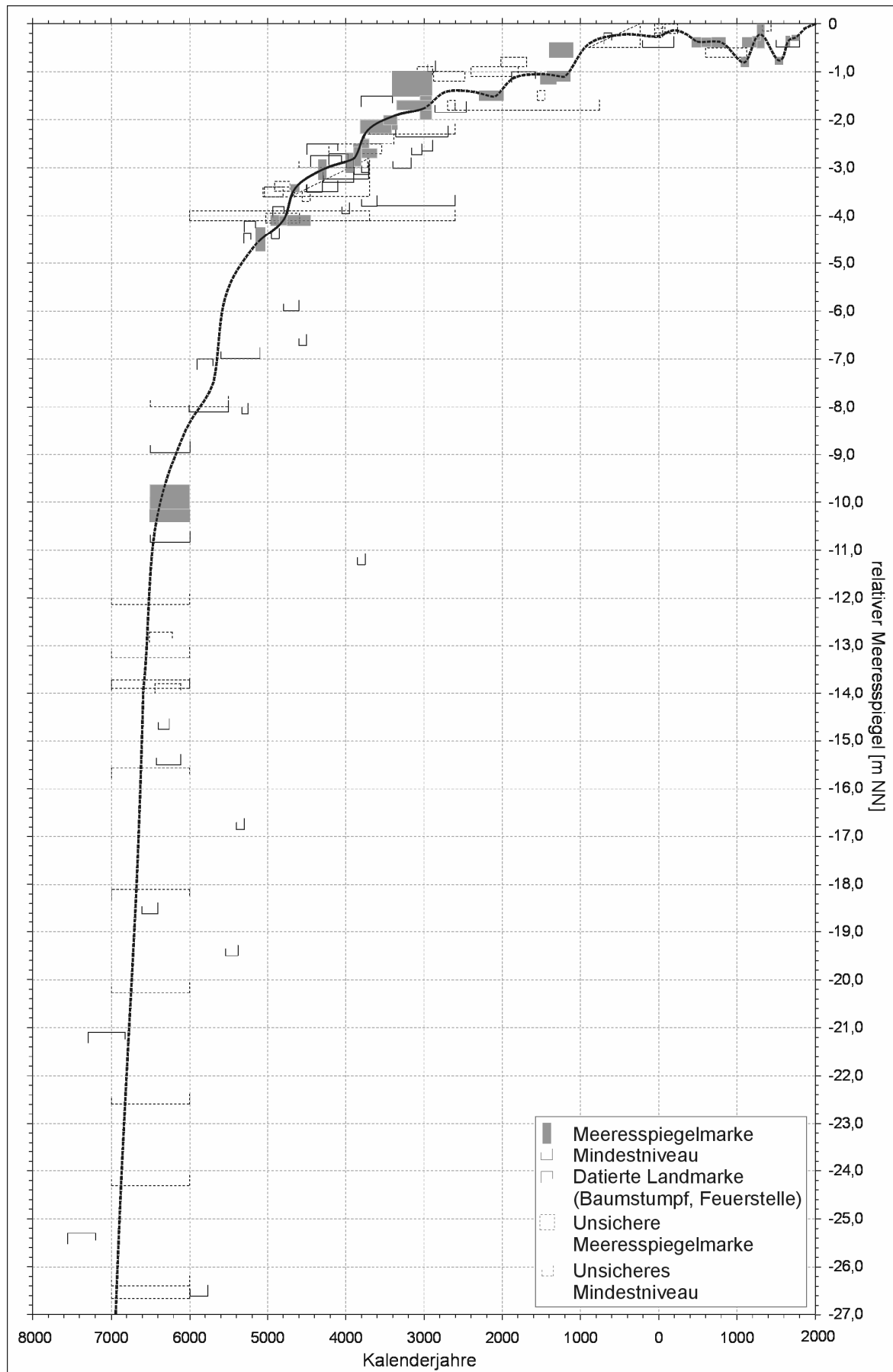


Abb. 39: Meeresspiegelhöhen, Mindestwasserstände, Landmarken und Strandlinienschiebungs-kurve der südwestlichen Ostsee. Die Darstellung erfolgte unter Berücksichtigung möglicher Abweichungen der Angaben zur Meeresspiegelhöhe und Datierung.

Nach dem Verlauf der postulierten Strandlinienverschiebungskurve sind im Bereich der südwestlichen Ostsee in den vergangenen 9000 Jahren insgesamt elf Oszillationen des postglazialen Meeresspiegelanstiegs möglich (Abb. 39). Um 7000 BC cal setzte die Litorina-Transgression im Bereich der südwestlichen Ostsee mit der Überflutung der Belte bei einem Meeresspiegel um -27,0 m NN ein (WINN et al. 1998). Nach etwa 500 Jahren erreichte der Meeresspiegel nach einem initialen Steilanstieg das Niveau von -11,0 m NN. Bis zum Ende der ersten Oszillation um 5700 BC cal ist eine geringere Anstiegsrate zu postulieren. Mit dem Steilanstieg zwischen 5700 bis 5400 BC cal von -7,5 bis auf -6,0 m NN begann eine zweite Oszillation, an deren Ende der Meeresspiegel nach einer Phase geringeren Anstiegs ein Niveau von -4,2 m NN um 4800 BC cal erreichte. Zwischen 4800 und 3000 BC cal schließt sich der im Oldenburger Graben nachgewiesene Verlauf der Strandlinienverschiebungskurve an (Kap. 9.6). Zwischen 3000 BC cal und 400 AD cal ist die vorliegende Datenbasis weitgehend als unsicher zu bewerten. Der relative Meeresspiegelanstieg wurde unter der als gerechtfertigt nachgewiesenen Annahme rekonstruiert, dass die Oszillationen in der südwestlichen Ostsee mit den Temperaturoszillationen im Nordatlantik korrelieren. Am Ende der beiden folgenden Oszillationen sind leichte Regressionen wahrscheinlich. Zwischen 600 BC cal und 200 AD cal lag der Meeresspiegel in der südwestlichen Ostsee nahe dem rezenten Wert. Um 200 AD cal setzte eine leichte Regression ein. Zwischen 400 und 800 AD cal lag der Meeresspiegel in der südwestlichen Ostsee \pm konstant auf einem Niveau von -0,35 m NN. Eine erneute Regression führte bis etwa 1100 AD cal zu einem Meeresspiegel um -0,8 m NN. Zwischen 1100 und 1300 AD cal ist ein kurzfristiger Steilanstieg auf Werte nach -0,2 m NN möglich. Nach diesem relativen Hochstand sank der Meeresspiegel in der südwestlichen Ostsee erneut auf Werte um -0,8 m NN. Nach 1580 AD cal stieg der Meeresspiegel in der südwestlichen Ostsee bis auf sein heutiges Niveau an. Für die Oszillationen der letzten 2000 Jahre sind geringere Amplituden möglich, da einige Datenpunkte auf Rekonstruktionen an Strandwall-Landschaften und relativ unsicheren indirekten Datierungen beruhen.

Für den hier postulierten Verlauf des relativen Meeresspiegelanstiegs in der südwestlichen Ostsee können weitere Belege aus den Ergebnissen zur Landschaftsentwicklung des Oldenburger Grabens angeführt werden. Der endgültige Abschluss der westlichen bzw. östlichen Förde von der Ostsee erfolgte um 3000 bzw. 2400 BC cal während Phasen geringer Meeresspiegelanstiegsraten bzw. leichter Regressionen. Die Verlandung der daraus entstandenen Strandseen setzte an verschiedenen Stellen um 1700 BC cal, 400 BC cal und um 1500 AD cal stets während Stagnationen oder Regressionen ein (Abb. 40). Es ist davon auszugehen, dass die Wasserstände der Strandseen in der Grube-Wesseker Niederung den Meeresspiegelschwankungen in der südwestlichen Ostsee folgten und eine Stagnation oder Regression den Beginn von Verlandungsprozessen begünstigte.

Unter der Annahme einer Abhängigkeit der Seespiegel vom Meeresspiegel der südwestlichen Ostsee können die im Zuge der Ausgrabung Kleinwesek entdeckten Pfähle, an denen der Seespiegel des frühen Wesseker/Dannauer Sees während der mittelnolithischen Besiedlungszeit festgelegt wurde, auch während des Tiefstandes am Ende der folgenden Regression um 2100 BC cal auf einem tieferen Meeresspiegelniveau als zur Besiedlungszeit abgefault sein. Diese Möglichkeit zeigt, dass nach 3000 BC cal Regressionen die Verlässlichkeit archäologischer Wasserstandsrekonstruktionen beeinträchtigen können.

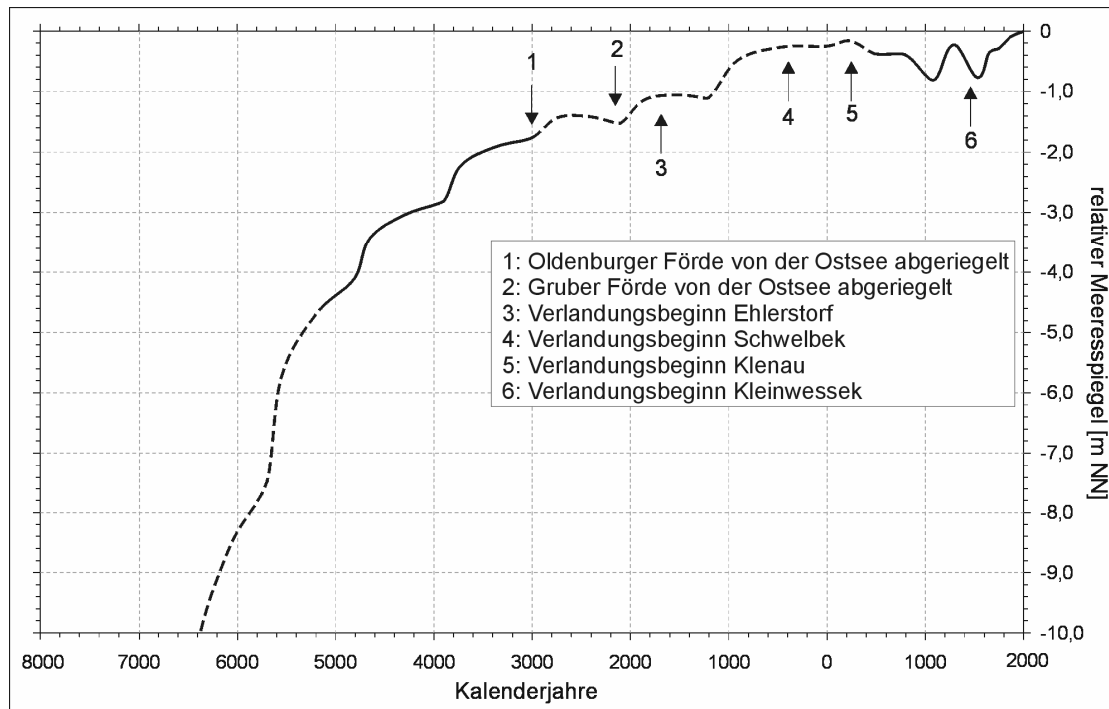


Abb. 40: Vergleich zwischen dem relativen Meeresspiegelanstieg in der südwestlichen Ostsee und landschaftsgeschichtlichen Ereignissen in der Grube-Wesseker Niederung.

13. Vergleich der neuen Strandlinienverschiebungskurve der südwestlichen Ostsee mit Ergebnissen älterer Untersuchungen

KOLP (1979) deutete submarine Geländestufen als Uferterrassen von Regressionsphasen während unterschiedlicher Entwicklungsphasen der Ostsee. Er postulierte einen stufenweise eustatischen Meeresspiegelanstieg, der durch Klimaschwankungen beeinflusst wurde (Abb. 41). Die von KOLP (1979) ermittelten Phasen verstärkten Anstiegs (Litorina-I bis Litorina-III-Phase) unterstützen durch ihren zeitlichen Abstand von 800 bis 900 Jahren die Ergebnisse dieser Arbeit. Nach WINN et al. (1986) und VERSE et al. (1998) ist die Entstehung der Geländestufen sowie ihre Datierung noch nicht abschließend geklärt.

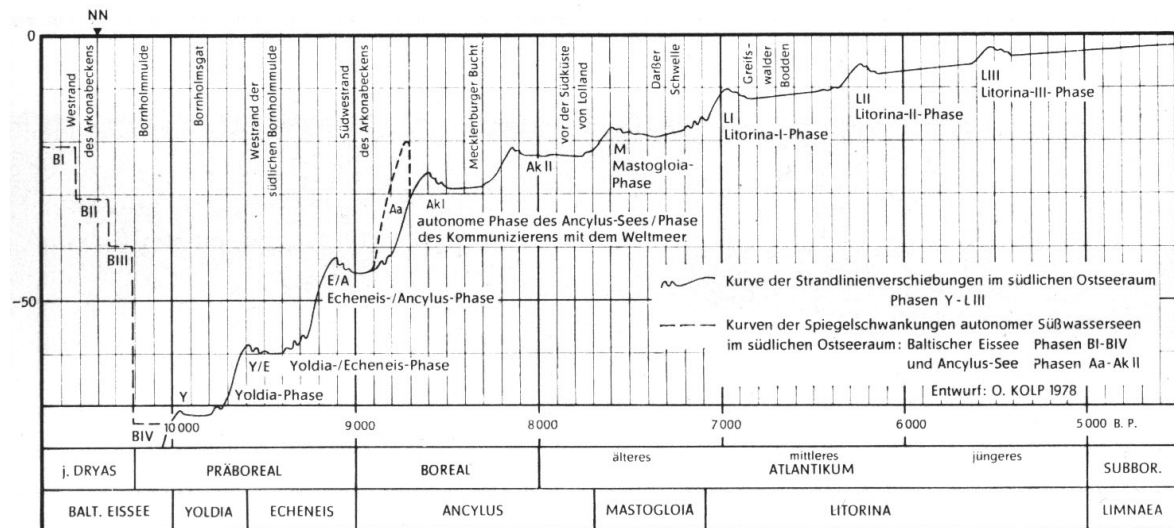


Abb. 41: Meeresspiegelanstieg im südlichen Ostseeraum nach Kolp (1979).

Ein oszillierender Meeresspiegelanstieg ist für die südliche und südwestliche Ostsee sowohl durch ältere als auch durch neuere Untersuchungen belegt (ERNST 1974; KLUG 1980; DUPHORN 1979; KLIEWE & JANKE 1982; SCHUMACHER & BAYERL 1997; SCHUMACHER 2002; Abb. 42). Die Ergebnisse zum zeitlichen Ablauf der Oszillationen weichen teilweise erheblich voneinander ab. Die Ergebnisse beruhen häufig auf datierte Torfe und Transgressionskontakte. Ein direkter Vergleich ist auf Grund unterschiedlicher Bewertungskriterien der meeresspiegelrelevanten Aussage dieser Daten erschwert, wie anhand der Strandlinienverschiebungskurve von KLUG (1980; Kap. 11.3) gezeigt werden konnte.

Eine neotektonische Beeinflussung des Meeresspiegelanstiegs in der südwestlichen Ostsee, wie sie u. a. von SCHUMACHER & BAYERL (1997), VERSE et al. (1998, 1999) und JANKE & LAMPE (2000) für die westpommersche Küste postuliert wurde, zeigt sich an der südwestliche Ostseeküste nicht. Da die Oszillationen des Meeresspiegelanstiegs in der südwestlichen Ostsee mit Temperaturschwankungen im Nordatlantik in Verbindung gebracht werden konnten, müsste die postulierte Kurve mit der eustatischen Kurve von MÖRNER (1976) korrelieren. Einige der eustatischen Maxima und Minima dieser Kurve stimmen zeitlich mit Phasen verstärkten oder geringen Anstiegs in der südwestlichen Ostsee überein. Dies trifft insbesondere für die beiden im Oldenburger Graben nachgewiesenen Steilanstiege um 4700 BC cal und um 3800 BC cal zu (Abb. 42). Um anhand der beiden Kurven den Einfluss der isostatischen Komponente auf den Meeresspiegelanstieg in der südwestlichen Ostsee zu bestimmen, muss der hier postulierte Verlauf durch weitere verlässliche Rekonstruktionen abgesichert werden.

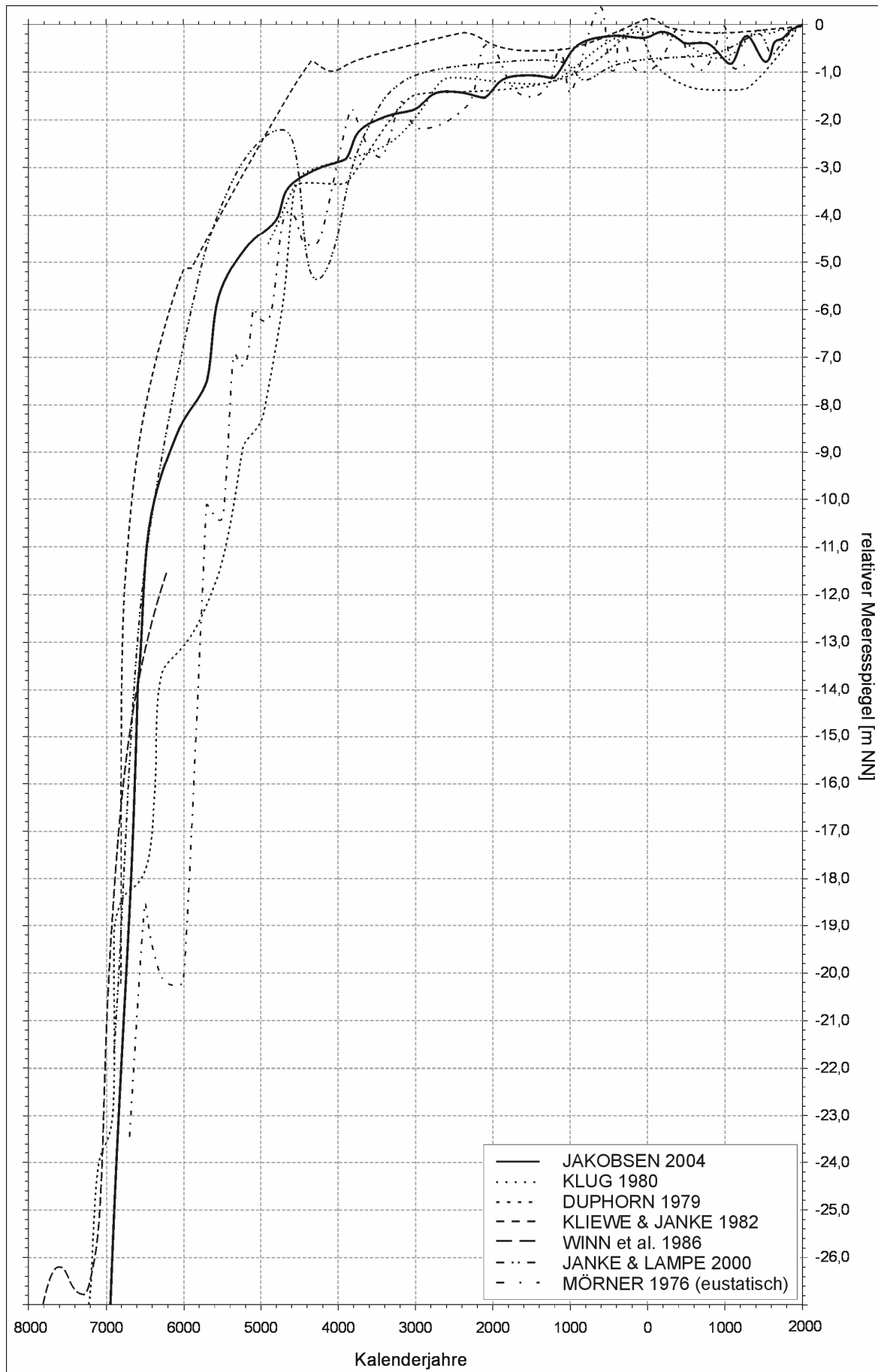


Abb. 42: Vergleich der neuen Strandlinienverschiebungskurve der südwestlichen Ostsee mit bestehenden Ergebnissen aus dem Bereich der Ostsee.

14. Ausblick

Die quartärgeologische und morphogenetische Genese der Grube-Wesseker Niederung (Ostholstein) konnte im Rahmen der Arbeit weitgehend erfasst werden. Im Zentralen Becken der Niederung zwischen Oldenburg und Grube ist das Raster der bis auf den Till abgeteuften Bohrungen nicht ausreichend, um den Verlauf möglicher subglazialer Rinnen zu rekonstruieren. Hier wären weitere Bohrungen sinnvoll.

Für die im Bereich der Gruber Förde im östlichen Abschnitt der Niederung nachgewiesene zweite marine Phase muss der genaue zeitliche Rahmen sowie der Verlauf des zeitgleichen Meeresspiegelanstiegs geklärt werden. Von weiteren Untersuchungen in der Dahmer Bucht sind darüber hinaus wichtige Ergebnisse zu Häufigkeit und Ausmaß von Sturmereignissen zu erwarten.

Die Paläogeographie der Niederung während der slawischen Besiedlungszeit sowie die Lage möglicher Hafenanlagen ist weiterhin unklar. Kleinräumige Kartierungen zwischen Dannau und Schwelbek sowie im Bereich der Weißenhäuser und Rosenfelder Brök mit Bohrabständen von maximal 10 m in Verbindung mit palynologischen und geophysikalischen Untersuchungen könnten die damalige Situation erhellen. Von den Ergebnissen sind weitere Anhaltspunkte zum Meeresspiegelanstieg in der südwestlichen Ostsee zu erwarten. Die Bohrungen müssten nur die Sedimente des Spät- und Postglazials erfassen. Die liegenden glazifluvialen und glazilimnischen Sedimente müssen für diese Fragestellungen nicht durchteuft werden.

Zur Rekonstruktion des relativen Meeresspiegelanstiegs im Oldenburger Graben wurden verschiedene geologische, archäologische und geobotanische Methoden eingesetzt sowie ältere Ergebnisse auf ihre Verlässlichkeit überprüft. Es zeigte sich, dass den einzelnen Verfahren Grenzen bezüglich ihrer Aussagekraft gesetzt sind. Angaben zum Meeresspiegel mit geringen Abweichungen in Bezug auf das Alter und das Niveau konnten nur durch eine Kombination der Methoden bei detaillierter Kenntnis des quartärgeologischen Aufbaus der Niederung erzielt werden. Zur Bewertung der Aussage von Transgressionskontakten und Torfen in Bezug auf das Niveau des zeitgleichen Meeresspiegels wurde im Rahmen des Forschungsprojektes eine Kategorisierung erarbeitet, die bei weiteren Arbeiten zum Meeresspiegelanstieg oder der Revision älterer Daten berücksichtigt werden sollte. Die Abweichungen älterer Strandlinienverschiebungskurven der südwestlichen Ostsee sind weitgehend durch eine uneinheitliche Nutzung und Bewertung meeresspiegelrelevanter Daten zu erklären. Die Vorgehensweise im Oldenburger Graben zeigt, dass bei einer gründlichen Revision vorliegender Ergebnisse und einer auf mögliche Fehlerquellen bedachten Rekonstruktion von Meeresspiegelhöhen detaillierte und überregional gültige Aussagen zum postglazialen Meeresspiegelanstieg möglich sind.

Dem postulierten Verlauf der Strandlinienverschiebungskurve der südwestlichen Ostsee widersprechende Aussagen stammen aus der Süssauer Niederung (HOIKA 1987) und der inneren Lübecker Bucht (KÖSTER 1961). Weiterer Forschungsbedarf besteht darüber hinaus für den Zeitraum des Steilanstiegs der Litorina-Transgression zwischen 7000 und 5000 BC cal sowie für den Abschnitt zwischen 3000 BC cal und 400 AD cal. Für die Rekonstruktion der initialen Litorina-Transgression sollten auch Landmarken wie verwurzelte Bäume und Siedlungsbefunde im Bereich der heutigen Ostsee berücksichtigt bzw. prospektiert werden, da anhand dieser Daten verlässliche Begrenzungen der zeitgleich möglichen Meeresspiegelhöhen festgelegt werden können.

Literaturverzeichnis

- ABRAHAM, K. (1972): Vor 100 Jahren: Sturmflut an der Ostsee.- Jahrb. Heimatk. Kreis Ostholstein 16: 71-100; Oldenburg/Holst.
- ARNOLD, V. (1979): Tegelbark, eine spätneolithische Ostsee-Küstenstation und ihre Flinttechnik.- Diss. Univ. Köln; ungedr.
- ARNOLD, V. & BALKE, J. (1975): Bericht über die Untersuchung einer jungsteinzeitlichen Uferrandfundstelle in Rosenfelde, Gem. Grube, Old.- Inst. f. Ur- und Frühgesch. Univ. Köln; unveröff.
- ATZLER, R. (1995): Der Untergrund der Kieler Bucht und angrenzender Gebiete nach reflexionsseismischen Messungen.- Berichte-Reports, Geol.-Pal. Inst. Univ. Kiel, 70; Kiel.
- AVERDIECK, F.-R. (1972): Palynologische Untersuchungen an Bohrkernen aus der Flensburger Außenförde (Ostsee).- Meyniana 22: 1-4.
- AVERDIECK, F.-R. (2004): Zur Vegetations- und Siedlungsgeschichte von Starigard/Oldenburg. Ein palynologischer Beitrag zur Wall- und Siedlungsgrabung.- In: HAFFNER, A., MÜLLER-WILLE, M. (Hrsg.): Starigard/Oldenburg. Hauptburg der Slawen in Wagrien V, Offa-Bücher 82: 95-127; Neumünster (Wachholtz).
- BAERENS, C. (2003): Die Wasserstände an der Ostseeküste: Entwicklung, Sturmfluten, Klimawandel.- Die Küste 66, 331 S.; Heide (Boyens).
- BEURLEN, K. (1938): Glazialmorphologische Grundzüge Schleswig-Holsteins.- Kieler Beitr. z. Geschiebeforsch., Beiheft zur Zeitschr. f. Geschiebeforsch. 14: 1-19.
- BÖKE, M. (1998): Quartärgeologische Spezialkartierung bei Ehlersdorf im Oldenburger Graben, Ostholstein.- Dipl.-Arb. Geol.-Pal. Inst. Univ. Kiel; unveröff.
- BÖTTGER, F. (1949): Heimatkunde des Kreises Oldenburg – Heft II, Geschichtlicher Teil.- 133 S.; Oldenburg/Holst.
- BRESSAU, S. (1972): Elektronische Datenverarbeitung in der Geologie.- Geol. Landesamt Schl.-Holst.; Kiel.
- BUSS, R. (1998): Quartärgeologische Profilkartierung südlich von Dannau im Westteil des Oldenburger Grabens, Ostholstein.- Dipl.-Arb. Geol.-Pal. Inst. Univ. Kiel; unveröff.
- CATT, J. (1992): Angewandte Quartärgeologie.- 358 S.; Stuttgart (Enke).
- DÖRFLER, W., HOFFMANN, D. & JÖNS, H. (1997): Archäologische, geologische und pollenanalytische Untersuchungen in Groß Strömkendorf bei Wismar – Ein Vorbericht.- Jahrb. Bodendenkmalpfl. Meckl.-Vorp. 45: 185-194.
- DREIMANIS, A. & LUNDQVIST, J. (1984): What should be called till?- In: KÖNIGSSON, L. K. (Hrsg.): Ten Years of Nordic Till Research, Striae 20: 5-10; Uppsala.
- DUPHORN, K. (1979): The Quarternary History of the Baltic – The Federal Republic of Germany.- In: GUDELIS, V. & KÖNIGSSON, L. K. (Hrsg.): Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annum Quingentesimum Celebrantis: 195-206.
- DUPHORN, K., KLIEWE, H., NIEDERMEYER, R.-O., JANKE, W. & WERNER, F. (1995): Die deutsche Ostseeküste.- Sammlung geologischer Führer 88; 281 S.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- ELLENBERG, H. (1978): Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen in ökologischer Sicht.- 981 S.; Stuttgart (Ulmer).
- ERNST, T. (1974): Die Hohwachter Bucht. Morphologische Entwicklung einer Küstenlandschaft Ostholsteins.- Schr. Naturwiss. Ver. Schl.-Holst. 44: 47-96; Kiel.
- EXON, N. (1972): Sedimentation in the Outer Flensburg Fjord Area (Baltic Sea) since the last Glaciation.- Meyniana 22: 5-62; Kiel.

- FINSTERBUSCH, N. (1998): Quartärgeologische Spezialkartierung bei Kleinwessek im Oldenburger Graben, Ostholstein.- Dipl.-Arb. Geol.-Pal. Inst. Univ. Kiel; unveröff.
- FJELDSKAAR, W. (1994): The amplitude and decay of the glacial forebulge in Fennoscandia.- Norsk Geologisk Tidsskrift: 2-8.
- GESCHICHTS-AG DER FREIHERR-V.-STEIN-SCHULE (1988): Entwässerungsmaßnahmen im Bereich des Oldenburger Grabens seit 1872 und ihre Folgen.- Jahrb. Heimatk. Kreis Oldenburg, 32; Oldenburg/Holst.
- GRIPP, K. (1964): Erdgeschichte von Schleswig-Holstein.- 411 S.; Neumünster (Wachholtz).
- GRUBE, F. (1979): Übertiefte Täler im Hamburger Raum.- Eiszeitalter und Gegenwart 29: 157-172.
- GUENTHER, E. W., NOBIS, G., RADDATZ, K. & SCHÜTRUMPF, R. (1952): Frühgeschichtliche Moorfunde von Barsbek (Kr. Plön).- Meyniana 1: 32-57; Kiel.
- HARFF, J., FRISCHBUTTER, A., LAMPE, R. & MEYER, M. (2001): Sea-level change in the Baltic Sea: Interrelation of climatic and geological processes.- In: GERHARD, L. C., HARRISON, W. E. & HANSON, B. M. (Hrsg.): Geological perspectives of global climate change: 231-250.
- HARTZ, S. (1997/98): Frühbäuerliche Küstenbesiedlung im westlichen Teil der Oldenburger Grabenniederung (Wangels LA 505). Ein Vorbericht.- Offa 54/55: 19-41.
- HARTZ, S. (1999): Die Steinartefakte des endmesolithischen Fundplatzes Grube-Rosenhof. Studien an Flintinventaren zur Zeit der Neolithisierung in Schleswig-Holstein und Südschweden.- Unters. u. Mat. Steinz. Schl.-Holst. 2.
- HARTZ, S. (2004): Aktuelle Forschungen zur Chronologie und Siedlungsweise der Ertebölle- und frühesten Trichterbecherkultur in Schleswig-Holstein.- In: Neue Forschungen zur Steinzeit im südlichen Ostseegebiet. Beiträge zur 46. Jahrestagung der Hugo-Obermaier-Gesellschaft zur Erforschung des Eiszeitalters und der Steinzeit e.V., Jahrb. Bodendenkmalpf. Meckl.-Vorp. 52, 61-81.
- HARTZ, S. & HOFFMANN-WIECK, G. (2000): Küstenbesiedlung und Landschaftsentwicklung im 5. Jahrtausend v. Chr. am Beispiel des Oldenburger Grabens in Ostholstein.- In: KELM, R. (Hrsg.): Vom Pfostenloch zum Steinzeithaus. Archäologische Forschung und Rekonstruktion jungsteinzeitlicher Haus- und Siedlungsbefunde im nordwestlichen Mitteleuropa, Albersdorfer Forsch. Arch. u. Umweltgesch. 1: 70-87.
- HARTZ, S., HEINRICH, D. & LÜBKE, H. (2000): Frühe Bauern an der Küste. Neue ¹⁴C-Daten und aktuelle Aspekte zum Neolithisierungsprozeß im norddeutschen Ostseeküstengebiet.- Prähist. Zeitschr. 75: 129-152.
- HARTZ, S., JAKOBSEN, O. & HOFFMANN-WIECK, G. (2004): Geoarchäologie im Oldenburger Graben - Genese und steinzeitliche Besiedlung einer ehemaligen Fjordlandschaft der westlichen Ostsee.- In: HAFFNER, A., MÜLLER-WILLE, M. (Hrsg.): Starigard/Oldenburg. Hauptburg der Slawen in Wagrien V, Offa-Bücher 82: 15-29; Neumünster (Wachholtz).
- HINSCH, W. (1974): Das Tertiär im Untergrund von Schleswig-Holstein.- Geol. Jb., A 24; 34 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- HINSCH, W. (1979): Rinnen an der Basis des glaziären Pleistozäns in Schleswig-Holstein.- Eiszeitalter u. Gegenwart 29: 173-178; Hannover.
- HINSCH, W. (1986): Strukturell-halokinetische Gliederung Schleswig-Holsteins im Känozoikum.- In: TOBIEN, H. (Hrsg.): Nordwestdeutschland im Tertiär: 603-609; Berlin-Stuttgart (Borntraeger).
- HINSCH, W. (1990): Karte des präquartären Untergrundes von Schleswig-Holstein 1:200000.- Geol. Landesamt Schl.-Holst. (1991); Kiel

- HINZE, C., JERZ, H., MENKE, B. & STAUDE, H. (1989): Geogenetische Definitionen quartärer Lockergesteine für die Geologische Karte 1:25.000 (GK 25).- Geol. Jb., A 112; 243 S.; Hannover.
- HOFFMANN, D. (2004): Der Oldenburger Graben. Ein morphologisch-geologischer Überblick.- In HAFFNER, A., MÜLLER-WILLE, M. (Hrsg.): Starigard/Oldenburg. Hauptburg der Slawen in Wagrien, Offa-Bücher 82: 9-14; Neumünster (Wachholtz).
- HOIKA, J. (1972): Süssau, ein neolithischer Wohnplatz an der Ostsee.- Arch. Korrb. 2: 17-19.
- HOIKA, J. (1975): Archäologisch-geologische Untersuchungen an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste.- Die Heimat 82: 104-107.
- HOIKA, J. (1981): Jungsteinzeitliche Siedlungsreste aus Oldenburg-Dannau, Kreis Ostholstein.- Offa 38: 53-83.
- HOIKA, J. (1987): Das Mittelneolithikum zur Zeit der Trichterbecherkultur in Nordostholstein. Untersuchungen zur Archäologie und Landschaftsgeschichte.- Offa-Bücher 61; Neumünster (Wachholtz).
- IVERSEN, J. (1949): The Influence of Prehistoric Man on Vegetation.- Danm. Geol. Unders. IV. R. 3, 6; Kopenhagen.
- IVERSEN, J. (1973): The Development of Denmark's Nature since the Last Glacial.- Danm. Geol. Unders. V. R. 7-C; Kopenhagen.
- JAKOBSEN, O. (1998): Quartärgeologischer Aufbau des Küstengebietes zwischen Damp und der Lötzeninsel (westl. Ostsee).- Dipl.-Arb. Geol.-Pal. Inst. Univ. Kiel; unveröff.
- JAKOBSEN, O. (2002): Gutachten zu Fragen der Moorsackung, Moormächtigkeit und Hydrogeologie im Bereich der Grube-Wesseker Niederung, unveröff.
- JAKOBSEN, O. (2003): Die Niederung des Oldenburger Grabens/Ostholstein. Dokumentation der archäologischen Fundorte, der geologisch-bodenkundlich untersuchten Plätze sowie der bisher vorliegenden archäologischen wie naturwissenschaftlichen Analyseergebnisse.- Bericht für die Stiftung Schleswig-Holsteinische Landesmuseen Schloß Gottorf, unveröff.
- JANKE, W. & LAMPE, R. (2000): The Sea-Level Rise on the South Baltic Coast over the past 8000 Years – New Results and New Questions.- In: Schutz des Kulturerbes unter Wasser. Veränderungen europäischer Lebenskultur durch Fluß- und Seehandel. Beiträge zum Internationalen Kongreß für Unterwasserarchäologie (IKUWA '99) 18 in Sassnitz auf Rügen: 393-398; Lübstorf.
- JARITZ, W. (1973): Zur Entstehung der Salzstrukturen Nordwestdeutschlands.- Geol. Jb., A 10; 77 S.; Hannover.
- JOHANNSEN, A. (1980): Hydrogeologie von Schleswig-Holstein.- Geol. Jahrb. 28; 586 S.; Hannover.
- KABEL, C. (1982): Geschiebestratigraphische Untersuchungen im Pleistozän Schleswig-Holsteins und angrenzender Gebiete.- Diss. Univ. Kiel; Kiel.
- KAISER, K. (2001): Die spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern – Untersuchungen zur Stratigraphie, Geomorphologie und Geoarchäologie.- Greifswalder Geographische Arbeiten 24; 184 S.; Greifswald.
- KALIS, A.J. & MEURERS-BALKE, J. (1998): Die „Landnam“-Modelle von Iversen und Troels-Smith zur Neolithisierung des westlichen Ostseegebietes – ein Versuch ihrer Aktualisierung.- Prähist. Zeitschr. 73: 1-24.
- KALIS, A.J. & MEURERS-BALKE, J. (2001): Zur Landnutzung der Trichterbecherkultur in der norddeutschen Jungmoränenlandschaft.- In: KELM, R. (Hrsg.): Zurück zur Steinzeitlandschaft. Archäobotanische und ökologische Forschung zur jungsteinzeitlichen Kulturlandschaft und ihrer Nutzung in Nordwestdeutschland, Albersdorfer Forsch. Arch. u. Umweltgesch. 2: 56-69.

- KANNENBERG, E.-G. (1958/59): Schutz und Entwässerung der Niederungsgebiete an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste.- Die Küste 7: 47-106.
- KAUFHOLD, H., LIEBSCH-DÖRSCHNER, T. & NOMMENSEN, B. (1994): Beitrag zur Hydrogeologie der nördlichen wagrigen Halbinsel und des angrenzenden Bungsberggebietes.- Meyniana 46: 77-90.
- KELLER, R. (1958): Der mittlere Niederschlag in den Flussgebieten der Bundesrepublik Deutschland.- Forsch. dt. Landeskunde 103: 78 S.; Remagen.
- KIDSON, C. (1986): Sea-level changes in the Holocene.- In: PLASSCHE, O. V. D. (Hrsg.): Sea-level research: a manual for the collection and evaluation of data: 27-64; Norwich (Geo Books).
- KLIEWE, H. & JANKE, W. (1982): Der holozäne Wasserspiegelanstieg der Ostsee im nord-östlichen Küstengebiet der DDR.- Peterm. Geogr. Mitt. 126: 65-74.
- KLUG, H. (1980): Der Anstieg des Ostseespiegels im deutschen Küstenraum seit dem Mittelatlantikum.- Eiszeitalter u. Gegenwart 30: 237-252; Stuttgart.
- KLUG, H., ERLÉNKEUSER, H., ERNST, T. & WILLKOMM, H. (1974): Sedimentationsabfolge und Transgressionsverlauf im Küstenraum der östlichen Kieler Außenförde während der letzten 5000 Jahre.- Offa 31: 5-18.
- KOGLIN, E. (1983): Chronikberichte über die wendische Zeit der Stadt Oldenburg in Holstein.- 119 S.; Oldenburg/Holst. (Feldhoff).
- KOLP, O. (1979): Eustatische und isostatische Veränderungen des südlichen Ostseeraumes im Holozän.- Peterm. Geogr. Mitt. 123: 177-187.
- KOLP, O. (1986): Entwicklungsphasen des Ancyclus-Sees.- Peterm. Geogr. Mitt. 130: 79-94.
- KÖNIG, D. (1983): Diatomeen des frühneolithischen Fundplatzes Siggeneben-Süd.- In: MEURERS-BALKE, J.: Siggeneben-Süd. Ein Fundplatz der frühen Trichterbecherkultur an der holsteinischen Ostseeküste, Offa-Bücher 50: 124-136; Neumünster (Wachholtz).
- KÖNIG, D. (1987): Diatomeen aus mittelnolithischen Strandsiedlungen Nordostholsteins.- In: HOIKA, J.: Das Mittelneolithikum zur Zeit der Trichterbecherkultur in Nordostholstein. Untersuchungen zur Archäologie und Landschaftsgeschichte. Offa-Bücher 61: 241-253; Neumünster (Wachholtz).
- KÖSTER, R. (1961): Junge eustatische und tektonische Vorgänge im Küstenraum der südwestliche Ostsee.- Meyniana 2: 23-81.
- KÖSTER, R. (1996): Entstehung der Ostsee.- In: RHEINHEIMER, G.: Meereskunde der Ostsee (2. Aufl.): 12-16; Berlin (Springer).
- KÖSTER, R. & SCHWARZER, K. (1992): Geologie und Küstenschutz an der südlichen Ostsee.- Exkursionsführer Geol.-Pal. Inst. Univ. Kiel; unveröff.
- KRAMER, W. (1990): Bericht über die archäologischen Untersuchungen in der Schlei im Winter 1989/90.- Arch. Nachr. Schl.-Holst. 1: 77-98.
- KRAUSS, M. & MÖBUS, G. (1981): Korrelation zwischen der Tektonik des Untergrunds und den geomorphologischen Verhältnissen im Bereich der Ostsee.- Zeitschr. Geol. Wiss. 9: 255-267.
- LABES, S. (2002): Meeresspiegelschwankungen an der südwestlichen Ostseeküste während der letzten 8000 Jahre. Ein Überblick über archäologische und geologische Untersuchungsergebnisse.- Dipl.-Arb. Inst. f. Ur- und Frühgesch. Univ. Kiel; unveröff.
- LAMPE, R. & JANKE, W. (2002): Salt meadow evolution and Holocene sea-level rise – the examples of Kooser Wiesen and Ribnitzer Wiesen.- Greifsw. Geogr. Arb. 27: 187-198; Greifswald.

- LANGE, W. & MENKE, B. (1967): Beiträge zur frühpostglazialen erd- und vegetationsgeschichtlichen Entwicklung im Eidergebiet, insbesondere zur Flussgeschichte und zur Genese des sogenannten Basistorfes.- Meyniana 17: 29-44.
- LEMKE, W. (1998): Sedimentation und paläogeographische Entwicklung im westlichen Ostseeraum (Mecklenburger Bucht bis Arkonabecken) vom Ende der Weichselvereisung bis zur Litorinatransgression.- Meereswiss. Ber. Inst. F. Ostseeforsch. Warnemünde 31.
- LÜBKE, H. (2002): Submarine Stone Age settlements as indicators of sea-level changes and the coastal evolution of the Wismar Bay area.- Greifsw. Geogr. Arb. 27: 203-210; Greifswald.
- LÜBKE, H. (im Druck): Spät- und endmesolithische Küstensiedlungsplätze in der Wismarbucht. Neue Grabungsergebnisse zur Chronologie und Siedlungsweise.- Jahrb. Bodendenkmalpfl. Meckl.-Vorp. 52.
- LUNDERSHAUSEN, S. (1997): Geologie, Sedimentologie und Genese der Drumlins von Wandelwitz, Ostholstein (TK 1631 Heiligenhafen).- Dipl.-Arb. Geol.-Pal. Inst. Univ. Kiel; unveröff.
- MEURERS-BALKE, J. (1983): Siggeneben-Süd. Ein Fundplatz der frühen Trichterbecherkultur an der holsteinischen Ostseeküste.- Offa-Bücher 50; Neumünster (Wachholtz).
- MEURERS-BALKE, J., ARNOLD, V., HULTHÉN, B., JOHNEN, N., LIERMANN, R., LÖFFLER, R., REICHSTEIN, H. & STRZODA, U. (1985): Neukirchen-Bostholm, Kreis Schleswig-Flensburg. Ein Siedlungsplatz der mittneolithischen Trichterbecherkultur an der Flensburger Außenförde.- Offa 42: 273-345.
- MEURERS-BALKE, J. & WENIGER, B. (1994): ¹⁴C-Chronologie der frühen Trichterbecherkultur im norddeutschen Tiefland und in Südschweden.- In: HOIKA, J. & MEURERS-BALKE, J. (Hrsg.): Beiträge zur frühneolithischen Trichterbecherkultur im westlichen Ostseegebiet – 1. Internationales Trichterbechersymposium in Schleswig vom 4. bis 7. März 1985, 251-287; Neumünster.
- MÖRNER, N.-A. (1976): Eustatic changes during the last 8.000 years in view of radiocarbon calibration and new information from the Kattegat region and other northwestern European coastal areas.- Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 19: 63-85.
- MÜLLER-WILLE, M. (1991): Starigard/Oldenburg. Ein slawischer Herrnsitz des frühen Mittelalters in Schleswig-Holstein.- 328 S.; Neumünster (Wachholtz).
- NIEDERMEIER-LANGE, R. (1985): Pleistozäner Untergrund und junge Sedimentbedeckung in der Hohwachter Bucht – Ihre Genese und Wechselbeziehung.- Dipl.-Arb. Geol.-Pal. Inst. Univ. Kiel; unveröff.
- OFFEN, T. (1998): Quartärgeologische Diplomkartierung westlich von Oldenburg i. H. im Oldenburger Graben, Ostholstein.- Dipl.-Arb. Geol.-Pal. Inst. Univ. Kiel; unveröff.
- OVERBECK, F. (1975): Botanisch-geologische Moorkunde unter besonderer Berücksichtigung der Moore Nordwestdeutschlands als Quellen zur Vegetations- und Klima- und Siedlungsgeschichte.- Neumünster (Wachholtz).
- PETERSEN, K. S. (1981): The Holocene marine transgression and its molluscan fauna in the Skagerrak-Limfjord region, Denmark.- In: NIO, S. O., SHÜTTELHELM, R. T. E. & VAN WEERING, T. C. E. (Hrsg.): Holocene Marine Sedimentation in the North Sea Basin. Special Publications International Association of Sedimentologists 5: 497-503.
- PETERSEN, M. (1998): Quartärgeologische Profilkartierung zwischen Dannau und Lübbersdorf im Westteil des Oldenburger Grabens (Ostholstein).- Dipl.-Arb. Geol.-Pal. Inst. Univ. Kiel; unveröff.
- PICARD, K. (1964): Der Einfluß der Tektonik auf das pleistozäne Geschehen in Schleswig-Holstein.- Schr. Naturwiss. Ver. Schl.-Holst. 35: 99-113; Kiel.

- PIOTROWSKI, J. A. (1992): Was ist ein Till? Faziesstudien an glazialen Sedimenten.- Die Geowissenschaften 4: 100-108; Weinheim.
- PIOTROWSKI, J. A. (1994): Tunnel-valley formation in northwest Germany – geology, mechanisms of formation and subglacial bed conditions for the Bornhöved tunnel valley.- Sedimentary Geology 89: 107-141.
- RISER, J. A. M. (2002): Quaternary geology and the environment.- 290 S.; London (Springer).
- SASSE, F.-W. (1972): Der Deich- und Entwässerungsverband Grube-Wessek.- Schrift zum 100-jährigen Bestehen des Deich- und Entwässerungsverbandes Grube-Wessek; Oldenburg/Holst.
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1989): Lehrbuch der Bodenkunde.- 491 S.; Stuttgart (Enke).
- SCHMITZ, H. (1951a): Pollenanalytische Untersuchungen an der inneren Lübecker Bucht.- unveröff. Bericht; Lübeck.
- SCHMITZ, H. (1951b): Pollenanalytische Untersuchungen an der inneren Lübecker Bucht. 2. Bericht.- unveröff. Bericht; Lübeck.
- SCHMITZ, H. (1952): Pollenanalytische Untersuchungen an der inneren Lübecker Bucht.- Die Küste 2: 34-44.
- SCHMITZ, H. (1953): Die Waldgeschichte Ostholsteins und der zeitliche Verlauf der postglazialen Transgression an der holsteinischen Ostseeküste.- Ber. dt. Bot. Ges. 66, 3: 151-166.
- SCHMITZ, H. (1954): Der zeitliche Ablauf der postglazialen Transgression an der holsteinischen Ostseeküste.- Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg 23: 150-155.
- SCHULZ, M. & PAUL, A. (2002): Holocene Climate Variability on Centennial-to-Millennial Time Scales: 1. Climate Records from the North-Atlantic Realm.- In: WEFER, G., BERGER, W. H., BEHRE, K.-E. & JANSEN, E. (Hrsg.): Climate Development and History of the North Atlantic Realm: 41-54; Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- SCHUMACHER, W. (2002): Coastal Evolution of the Schaabe spit and the shoreline displacement curve for Rügen Island.- Greifsw. Geogr. Arb. 27: 55-60.
- SCHUMACHER, W. & BAYERL, K.-A. (1997): Die Sedimentationsgeschichte der Schaabe und der holozäne Transgressionsverlauf auf Rügen (Südliche Ostsee).- Meyniana 49: 151-168.
- SCHÜTRUMPF, R. (1935): Pollenanalytische Untersuchungen der Magdalenien- und Lyngby-Kulturschichten der Grabung Stellmoor.- Nachrichtenbl. Deutsche Vorzeit 11, 11: 231-238.
- SCHÜTRUMPF, R. (1972): Stratigraphische und pollenanalytische Ergebnisse der Ausgrabung des Ellerbek-zeitlichen Wohnplatzes Rosenhof (Ostholstein).- Arch. Korrb. 2: 9-16.
- SCHÜTRUMPF, R. (1987): Moorgeologisch-pollenanalytische Untersuchungen an mittelneolithischen Strandsiedlungen Nordostholsteins.- In: HOIKA, J. (1987): Das Mittelneolithikum zur Zeit der Trichterbecherkultur in Nordostholstein. Untersuchungen zur Archäologie und Landschaftsgeschichte, Offa-Bücher 61; Neumünster (Wachholtz).
- SCHROTTKE, K. (2001): Rückgangsdynamik schleswig-holsteinischer Steilküsten unter besonderer Betrachtung submariner Abrasion und Restsedimentmobilität.- Diss. Univ. Kiel; Kiel.
- SCHWABEDISSEN, H. (1972): Rosenhof, ein Ellerbek-Wohnplatz am einstigen Ostseeufer.- Arch. Korrb. 2: 1-8.

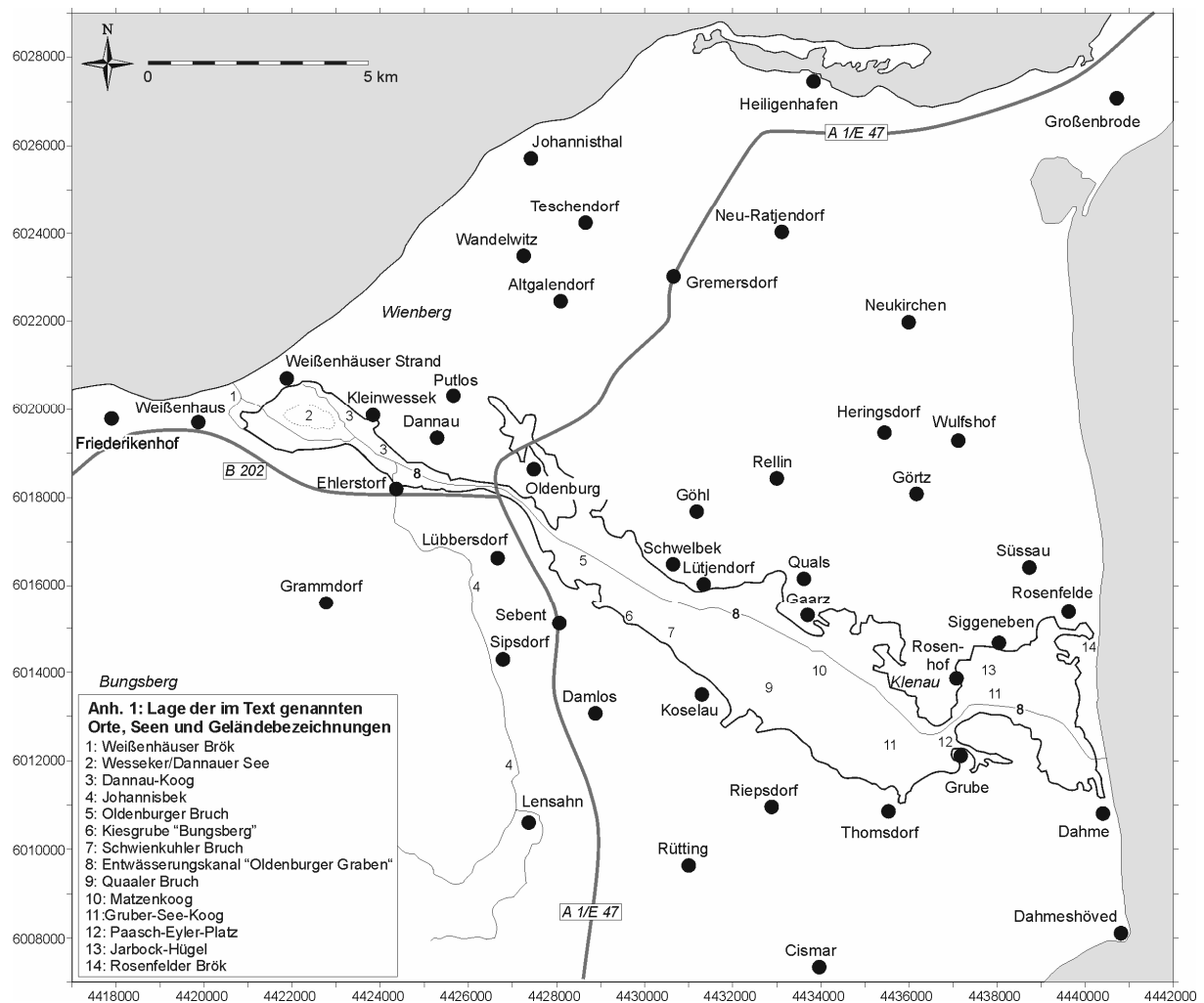
- SCHWABEDISSEN, H. (1979): Die „Rosenhof-Gruppe“, ein neuer Fundkomplex des Frühneolithikums in Schleswig-Holstein.- Arch. Korrb. 9: 167-172.
- SCHWARZER, K. (1996): Dynamik der Küste.- In: RHEINHEIMER, G. (Hrsg.): Meereskunde der Ostsee (2. Aufl.): 25-33; Berlin (Springer).
- SCHWARZER, K., REIMERS, H.-C., STÖRTENBECKER, M. & VON WALDOW, K.-R. (1993): Das Küstenholozän in der westlichen Hohwachter Bucht.- Meyniana 45: 131-144.
- SEIFERT, G. (1954): Das mikroskopische Korngefüge des Geschiebemergels als Abbild der Eisbewegung, zugleich Geschichte des Eisabbaues in Fehmarn, Ostwagrien und dem dänischen Wohld.- Meyniana 2: 124-190.
- SEIFERT, G. (1955): Die postglaziale Geschichte der Warder und der Eichholz-Niederung bei Heiligenhafen.- Meyniana 4: 37-51.
- SEIFERT, G. (1957): Rahmengutachten des Geologischen Landesamtes Schleswig-Holstein Nr. 57/82 zu den bodenphysikalischen Verhältnissen und technischen Maßnahmen im Bereich des Deich- und Entwässerungsverbandes Grube-Wessek.- Gutachten des Geol. Landesamtes Schl.-Holst.; unveröff.
- SEIFERT, G. (1962): Gutachten des Geologischen Landesamtes Schleswig-Holstein über bodenmechanische Fragen im Gebiet der geplanten zweistufigen Entwässerung zwischen Dannau und Wessek Krs. Oldenburg/Holstein.- Gutachten des Geol. Landesamtes Schl.-Holst.; unveröff.
- SEIFERT, G. (1963): Erdgeschichte der Grube-Wesseker Niederung.- Jahrb. Heimatk. Kreis Ostholstein 7: 33-44; Oldenburg/Holst.
- SIEMENSEN, M. (1998): Quartärgeologische Profilkartierung bei Dannau (Ost) - Lübbersdorf im Westteil des Oldenburger Grabens (Ostholstein).- Dipl.-Arb. Geol.-Pal. Inst. Univ. Kiel; unveröff.
- SIMANOWSKY, L. (1985): Die spätglazialen und holozänen Sedimente der Kieler Förde.- Dipl.-Arb. Geol.-Pal. Inst. Univ. Kiel; unveröff.
- STEPHAN, H.-J. (1986): Geologische Untersuchungen zu einer Fundstelle nördlich der Eichholzniederung bei Heiligenhafen, Kreis Ostholstein.- Offa 43: 219-224.
- STEPHAN, H.-J. (1992a): Das „Hohe Ufer“ bei Heiligenhafen.- DEUQUA `92, 12.-21. Sept. 1992 in Kiel, Exkursionsführer: 197-204; Geol. Landesamt Schl.-Holst.; Kiel.
- STEPHAN, H.-J. (1992b): Exkursion B1 (Ostküste), Erläuterungen zur Route Kiel-Heiligenhafen.- DEUQUA `92, 12.-21. Sept. 1992 in Kiel, Exkursionsführer: 192-197; Geol. Landesamt Schl.-Holst.; Kiel.
- STEPHAN, H.-J. (1994): Der Jungbaltische Gletschervorstoß in Norddeutschland.- Schr. Naturwiss. Ver. Schl.-Holst. 64: 1-15.
- STEPHAN, H.-J. (2003): Zur Entstehung der eiszeitlichen Landschaft Schleswig-Holsteins.- Schr. Naturwiss. Ver. Schl.-Holst. 68/69.
- STEPHAN, H.-J. & MENKE, B. (1977): Untersuchungen über den Verlauf der Weichsel-Kaltzeit in Schleswig-Holstein.- Zeitschr. Geomorph. N. F. Suppl. 27: 12-28; Berlin, Stuttgart.
- STEPHAN, H.-J., KABEL, C. & SCHÜTER, G. (1983): Stratigraphical problems in the glacial deposits in North-West Europe.- In: EHLERS, J. (Hrsg.): Glacial deposits in North-West Europe: 305-320; Rotterdam (Balkema).
- TAPFER, E. (1940): Meeresgeschichte der Kieler und Lübecker Bucht im Postglazial.- Geol. Meere Binnengew. 4, 2: 113-244.
- TOOLEY, M. J. (1989): Floodmarkers mark sudden rise.- Nature 342: 20-21.
- TROELS-SMITH, J. (1954): Ertebøllekultur-Bondekultur. Resultater af de sidste 10 Aars Undersøgelser i Aamosen, Vestsjælland.- Aarbøger 1953: 5-46.

- USINGER, H. (1975): Pollenanalytische und stratigraphische Untersuchungen an zwei Spätglazial-Vorkommen in Schleswig-Holstein: (mit besonderer Berücksichtigung der pollenanalytischen Birken-Differenzierung).- Diss. Univ. Kiel; 183 S.; Kiel.
- VENUS, J. (1965): Pollenanalytische Untersuchungen zur Frage des Alters der marinen Sedimente im Oldenburger Graben.- Bericht an das Geol. Landesamt Schl.-Holst.; unveröff.
- VENUS, J. (2004): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations- und Siedlungsgeschichte Ostwagriens und der Insel Fehmarn.- In: HAFFNER, A., MÜLLER-WILLE, M. (Hrsg.): Starigard/Oldenburg. Hauptburg der Slawen in Wagrien, Offa-Bücher 82: 31-94; Neumünster (Wachholtz).
- VERSE, G., NIEDERMEYER, R.-O., FLEMMING, B. W. & STRAHL, J. (1998): Seismostratigraphie, Fazies und Sedimentationsgeschichte des Greifswalder Bodden (südliche Ostsee) seit dem Weichsel-Spätglazial.- Meyniana 50: 213-236.
- VERSE, G., NIEDERMEYER, R.-O. & STRAHL, J. (1999): Kleinskalige holozäne Meeresspiegelschwankungen an Überflutungsmooren des NE-deutschen Küstengebietes (Greifswalder Bodden, südliche Ostsee).- Meyniana 51: 153-180.
- VOGEL, V. (1972): Slawische Funde in Wagrien.- Offa-Bücher 29; Neumünster (Wachholtz).
- VOSS, F. (1967): Die morphologische Entwicklung der Schleimündung.- Hamburger Geogr. Studien 20; 178S.; Hamburg.
- VOSS, F. (1968): Junge Erdkrustenbewegungen im Raum der Eckernförder Bucht.- Mitt. Geogr. Ges. Hamburg 57: 95-150.
- VOSS, F. (1970): Der Einfluß des jüngsten Transgressionsablaufes auf die Küstenentwicklung der Geltinger Birk im Nordteil der westlichen Ostsee.- Die Küste 20: 101-113.
- VOSS, F., MÜLLER-WILLE, M. & RAABE, E.-W. (1973): Das Höftland von Langballigau an der Flensburger Förde.- Offa 30: 60-132.
- WALTER, R. (1995): Geologie von Mitteleuropa.- 566 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- WEBER, H. (1977): Salzstrukturen, Erdöl und Kreidebasis in Schleswig-Holstein.- 106 S., Geol. Landesamt Schl.-Holst.; Kiel.
- WEFER, G., WEBER, M. & ERLLENKEUSER, H. (1978): Sandablagerungen während der postglazialen Transgression in der Eckernförder Bucht (westliche Ostsee).- Senckenberg. Marit. 10: 39-61.
- WIETHOLD, J. (1998): Studien zur jüngeren postglazialen Vegetations- und Siedlungsgeschichte im östlichen Schleswig-Holstein.- Universitätsforschungen zur prähistorischen Archäologie 45; Bonn.
- WILLKOMM, H. & ERLLENKEUSER, H. (1969): University of Kiel Radiocarbon Measurements IV.- Radiocarbon 11, Nr. 2: 423-429.
- WINN, K., AVERDIECK, F.-R. & WERNER, F. (1982): Spät- und postglaziale Entwicklung des Vejsnaes-Gebietes (westliche Ostsee).- Meyniana 34: 1-28.
- WINN, K., AVERDIECK, F.-R. & ERLLENKEUSER, H. (1983): Beitrag zur geologischen Entwicklung der westlichen Mecklenburger Bucht (westliche Ostsee) im Spät- und Postglazial.- Senckenb. marit. 15: 167-197.
- WINN, K. & AVERDIECK, F.-R. (1984): Post-Boreal development of the Western Baltic: Comparison of two local sediment basins.- Meyniana 36: 35-50.
- WINN, K., AVERDIECK, F.-R., ERLLENKEUSER, H. & WERNER, F. (1986): Holocene sea level rise in the Western Baltic and the question of isostatic subsidence.- Meyniana 38: 61-80; Kiel.

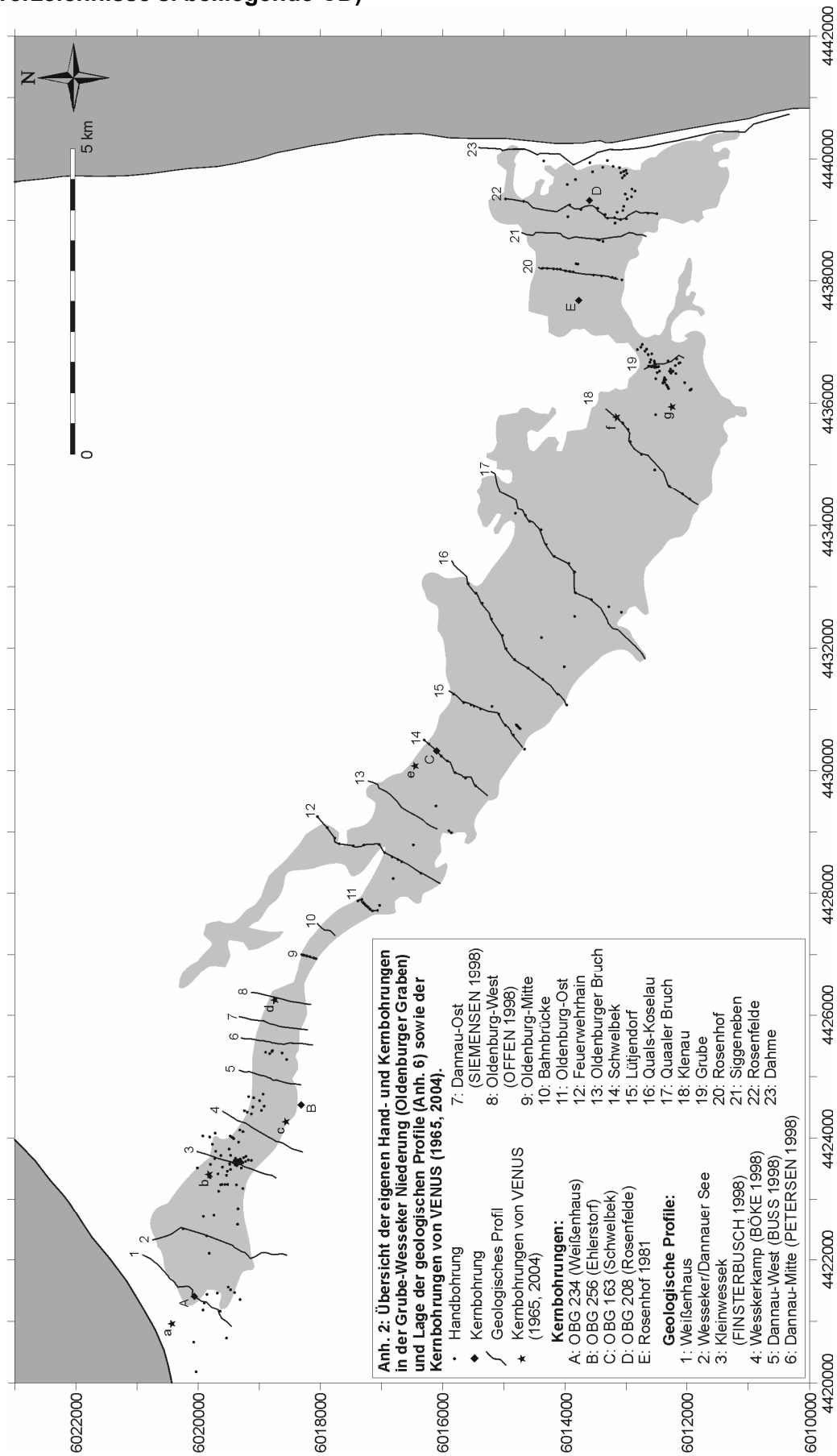
- WINN, K., ERLLENKEUSER, H., NORDBERG, K. & GUSTAFSSON, M. (1998): Paleo-hydrography of the great Belt, Denmark, during the Littorina Transgression: the isotope signal.- *Meyniana* 50: 237-251.
- WULF, J. (1992): Quartärgeologische Kartierung im Bereich des Gruber See Kooges.- Diplomarbeit, Geol.-Pal. Inst. Univ. Kiel; Kiel unveröff.
- ZIEGLER, P. A. (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe.- 239 S.; Den Haag (Shell Internationale Petroleum Maatschappij B. V.).

Anhänge

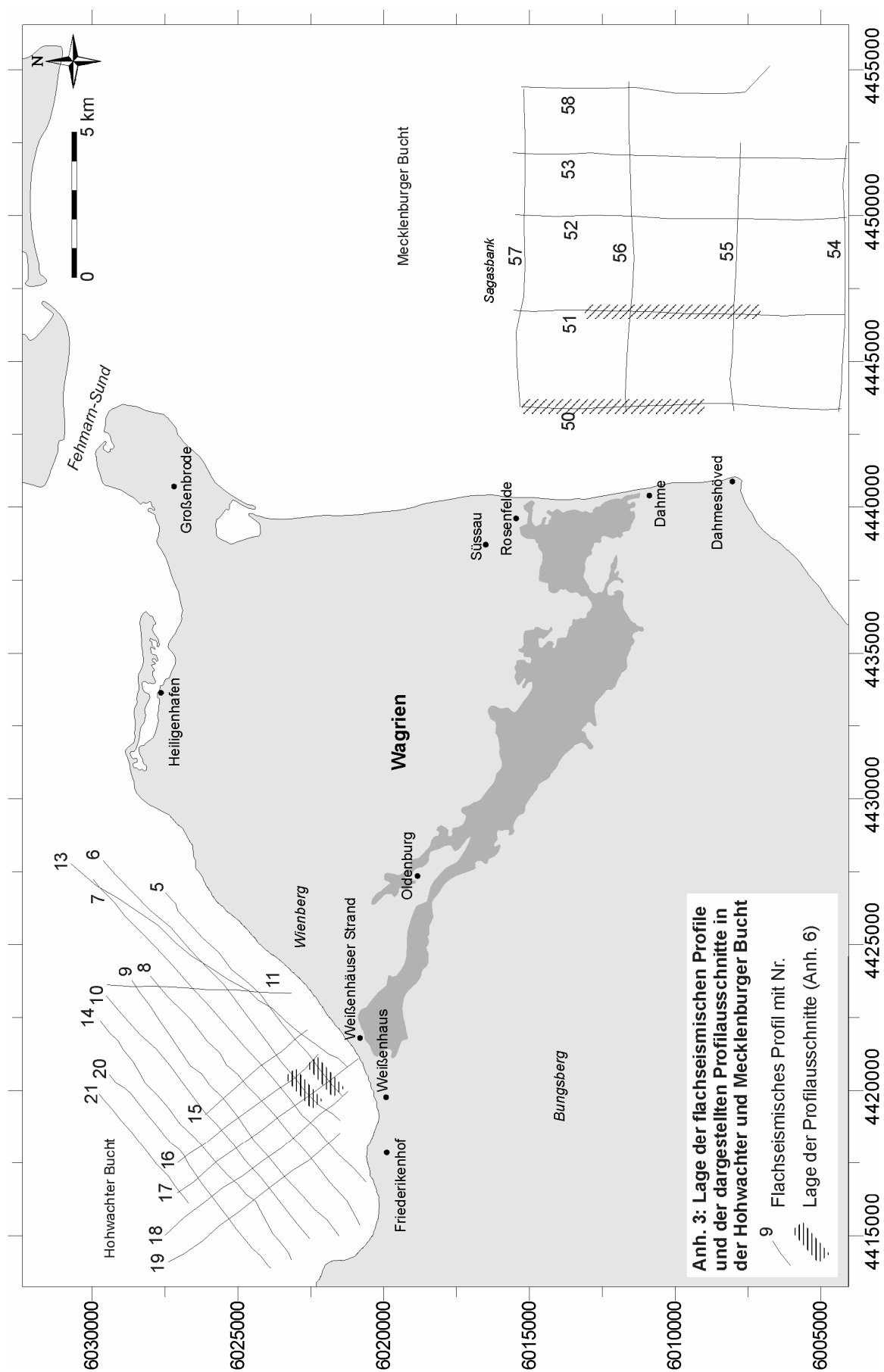
Anh. 1: Lage der im Text genannten Orte, Seen und Geländebezeichnungen



Anh. 2: Übersicht der eigenen Hand- und Kernbohrungen in der Grube-Wesseker Niederung (Oldenburger Graben) und Lage der geologischen Profile (Bohrverzeichnisse s. beiliegende CD)



Anh. 3: Lage der flachseismischen Profile und der in Anh. 6 dargestellten Profilausschnitte in der Hohwacher und Mecklenburger Bucht



Anh. 4: Übersicht aller im Rahmen des Projektes ausgewerteten Hand-, Kern-, Baugrund- und Prospektionsbohrungen in der Grube-Wesseker Niederung (Oldenburger Graben)

Bohrungen SEIFERT (1957, 1962, 1963):

Kartenblatt-Nr.	Bohrungen	Anzahl der Bohrungen
1630/23	1-4	4
1630/24	2-249	111
1630/25	1-79	77
1730/04	1-190	186
1730/05	1-241	211
1731/01	1-362	354
1731/02	1-290	247
1731/03	1-76	61
1731/07	1-188	178
1731/08	1-513	469
1731/10	1-14	14
1731/06	1-268	223
1731/09	1-55	51
1731/12	1-18	18
1731/13	1-178	150
1731/14	1-516	474
1731/15	1-427	400
1731/19	1-63	63
1731/20	1-374	331
1731/25	1-2	2
1732/13	1-264	235
1732/19	1-467	465
1732/25	1-169	149
1732/14	1-22	22
1732/15	1-121	118
1732/20	1-307	221
1732/21	1-441	440
1732/22	1-62	62
1732/26	1-42	42
1732/27	1-102	100
1732/28	1-46	46
	Gesamt:	5524

Diplomkartierungen:

WULF (1992)
 BÖKE (1998)
 FINSTERBUSCH (1998)
 OFFEN (1998)
 SIEMENSEN (1998)
 BUß (1998)
 PETERSEN (1998)

Bohrungen ALR Kiel:

RoSB1 // RoSB2 // RoSB3A // RoSB3B // RoSB4A // RoSB4B // BESB1 // BESB2 // BESB3 // RoS1 // RoS2 // RoS3 // RoS4 // RoS5 // RoS6 // Ro_E1.1 // Ro_E1.2 // Ro_E1.3 // Ro_E1.4 // Ro_E1.5 // Ro_E1.6 // Ro_E1.7 // Ro_E1.8 // Ro_E1.9 // Ro_E1.10 // Ro_E1.11 // Ro_E1.12 // Ro_E1.13 // Ro_E1.14 // Ro_E2.1 // Ro_E2.2 // Ro_E2.3 // Ro_E2.4 // Ro_E2.5 // Ro_E3.1 // Ro_E3.2 // DRD1 // DRD2 // DRD3 // DRD4 // DRD5 // DRD6 // DRD7 // DRD8 // DRD9 // DRD10 // DRD11 // DRD12 // DRD13 // DRD14 // DRD15 // DRD16 // DRD16A // DRD17 // DRD17A // DRD18 // DRD19 // DRD20 // DRD21 // DRD22 // DRD23 // DRD24 // DRD25 // DRD27 // DRD28 // DRD29 // DRD30 // DRD31 // DRD32 // DSBS1 // RoD1 // RoD2 // RoD3 // RoD4 // RoD5 // RoD6 // RoD7

Bohrungen LANU Flintbek:

1630/24-36 // 1630/24-38 // 1630/24-40 // 1630/24-43 // 1630/24-44 // 1630/24-46 // 1630/24-58 // 1630/24-59 // 1630/24-62 // 1630/24-64 // 1630/24-69 // 1630/24-240 // 1630/24-244 // 1630/24-249 // 1630/24-250 // 1630/24-252 // 1630/24-254 // 1630/24-256 // 1630/24-268 // 1630/24-270 // 1630/24-274 // 1630/24-297 // 1630/24-303 // 1630/24-305 // 1630/24-306 // 1630/24-307 // 1630/24-308 // 1630/24-309 // 1630/24-314 // 1630/24-320 // 1630/24-322 // 1630/24-1w // 1630/24-2w // 1630/24-3w // 1630/24-4w // 1630/24-5w // 1630/24-6w // 1630/24-7w // 1630/24-8w // 1630/25-1w // 1630/25-1b // 1630/25-3b // 1630/25-5b // 1630/25-6b // 1630/25-7b // 1630/25-10b // 1630/25-11b // 1630/25-12b // 1630/25-13b // 1630/25-17b // 1630/25-43b // 1630/25-48b // 1630/25-52b // 1630/25-57b // 1630/25-63b // 1630/25-69b // 1630/25-74b // 1630/25-76b // 1630/25-83b // 1630/25-88b // 1630/25-91b // 1630/25-95b // 1630/25-98b // 1630/25-100b // 1630/25-101b // 1630/25-102b // 1630/25-117b // 1630/25-120b // 1630/25-124b

Bohrungen Straßenbauamt Lübeck:

A1_22.4 // A1_23.4 // A1_24.4 // A1_25.4 // A1_26.4 // A1_27.3 // A1_28.4 // A1_29.3 // A1_29.4 // A1_30.3 // A1_31.3a // A1_32.3 // A1_33.3 // A1_34.3 // A1_34.1d // A1_35.3 // A1_37.1 // A1_38.2 // A1_39.1 // A1_40.2 // BS29 // BS30 // BS34/1 // BS35 // BS35/3 // BS36 // BS36/1 // BS36/3 // BS37/1

Baugrundgutachten:

Geologisches Büro Dr. Pickel (Kassel-Wilhelmshöhe), 1969:

„Gutachtliche Stellungnahme zu den Baugrundverhältnissen im Bereich des geplanten Naturparks Weißenhäuser Strand“

Erdbaulaboratorium Hannover, Dr. Ing. Giese (Hannover), 1971:

„Naturpark Weißenhäuser Strand, Wangels, Kreis Oldenburg in Holstein/ Bodenuntersuchungen“

Erdbaulaboratorium Hannover, Dr. Ing. Giese (Hannover), 1971:

„Naturpark Weißenhäuser Strand, Wangels/ Generelle Beurteilung der Gründung“

Erdbaulaboratorium Hannover, Dr. Ing. Giese (Hannover), 1971:

„Naturpark Weißenhäuser Strand, Wangels, Kreis Oldenburg (Holstein), Appartementshäuser/ Beurteilung der Gründung“

Erdbaulaboratorium Hannover, Dr. Ing. Giese (Hannover), 1971:

„Naturpark Weißenhäuser Strand, Gemeindebezirk Wangels, Kreis Oldenburg in Holstein, Informationszentrum/ Beurteilung der Gründung“

Erdbaulaboratorium Hannover, Dr. Ing. Giese (Hannover), 1971:

„Naturpark Weißenhäuser Strand, Wangels, Kreis Oldenburg in Holstein, Caravanhotel/ Beurteilung der Gründung“

Erdbaulaboratorium Hannover, Dr. Ing. Giese (Hannover), 1971:

„Naturpark Weißenhäuser Strand, Wangels, Krs. Oldenburg in Holstein, Hotel Seeblick, Hotel Garni/ Beurteilung der Gründung“

Erdbaulaboratorium Hannover, Dr. Ing. Giese (Hannover), 1971:

„Naturpark Weißenhäuser Strand, Wangels, Kreis Oldenburg in Holstein, Supermarkt/ Beurteilung der Gründung“

Erdbaulaboratorium Hannover, Dr. Ing. Giese (Hannover), 1971:

„Naturpark Weißenhäuser Strand, Wangels, Kreis Oldenburg in Holstein, Ferienhotel/ Beurteilung der Gründung“

Erdbaulaboratorium Hannover, Dr. Ing. Giese (Hannover), 1971:

„Naturpark Weißenhäuser Strand, Wangels, Krs. Oldenburg in Holstein, Gesundheitshotel/ Beurteilung der Gründung“

Dr. Pieles Baugrunduntersuchung (Kiel), 1983:

„Erweiterung der Südtangente Oldenburg/Holstein“

Baukontor Dümcke (Lübeck), 1989:

„Oldenburg-Südtangente, 2. Bauabschnitt + Neubebauung zw. Schuhstraße und DB-Strecke“

Freier Landschaftsarchitekt Dipl. Ing. Clausen (Lübeck), 1994:

„Landschaftspflegerischer Begleitplan zur Anlage eines Gewässers (Weißenhäuser Strand)“

IGB Ingenieurbüro für Grundbau, Bodenmechanik und Umwelttechnik (Kiel), 1995:

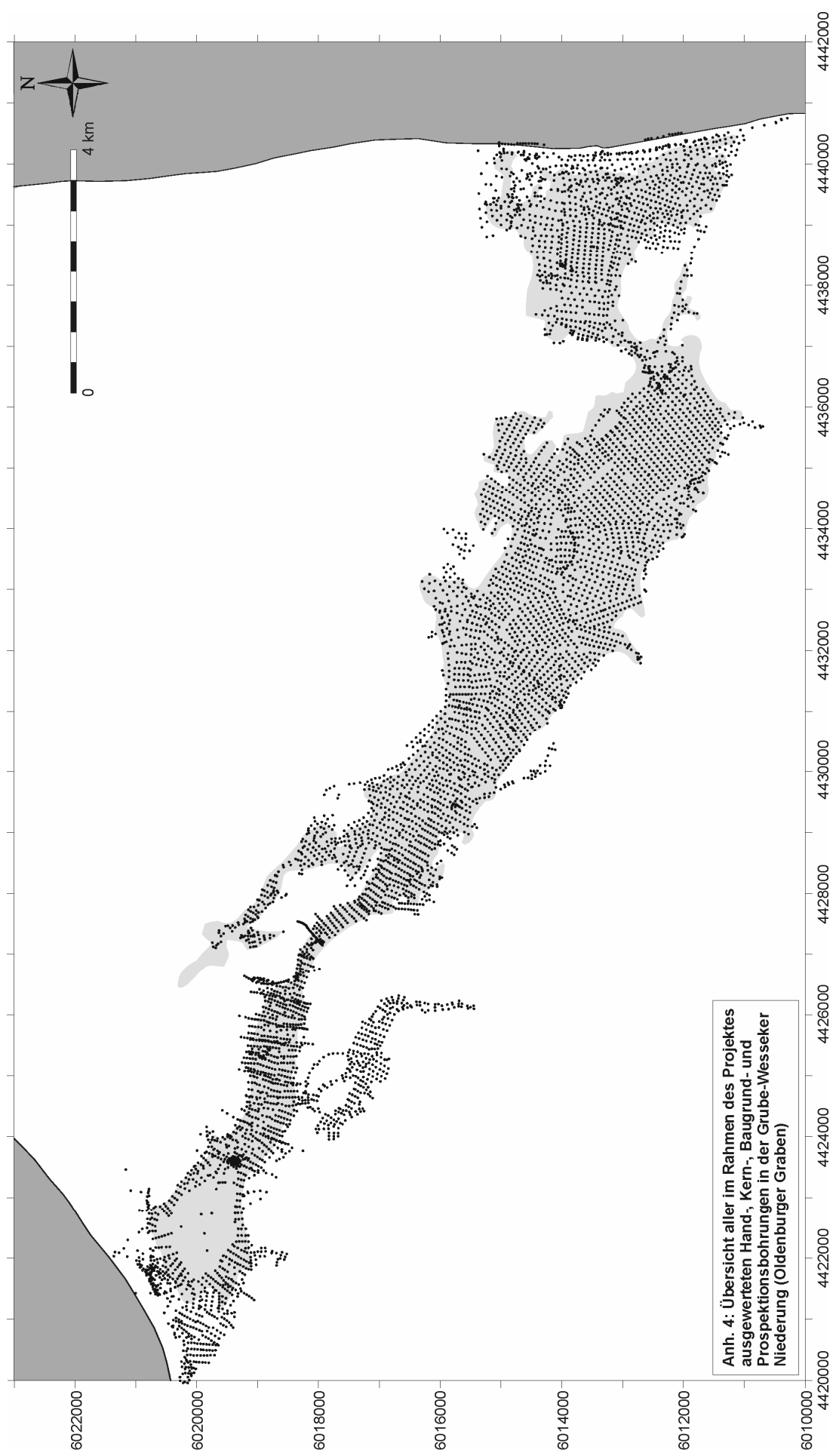
„Weißenhäuser Strand – Anlage eines Gewässers“

Egbert Mücke Ingenieurbüro für Erd- und Grundbau (Kiel), 1996:

„Neubau eines Wohnheimes für psychisch Behinderte in Oldenburg, Schuhstraße“

Dr. Ing. Lehnert & Dipl. Ing. Wittorf, VBI (Lübeck), 2000:

„Neubau eines Aldi-Marktes in Oldenburg / i.H.“













Anh. 5: Kartengrundlage

Blatt-Nr.	Bezeichnung	Maßstab	Herausgeber	herausgegeben/ bearbeitet
1630	Hohwacht	1:25000	Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein	1995
1631	Heiligenhafen	1:25000	Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein	1995
1730	Hansühn	1:25000	Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein	1995
1731	Oldenburg in Holstein	1:25000	Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein	1995
1732	Grube	1:25000	Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein	1995
1630/41	Wangels-Brök	1:5000	Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein	1952/65
1630/51	Groß Wessek	1:5000	Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein	1950/65
1730/46	Farve-Hohenstein-Nord	1:5000	Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein	1952/64
1730/56	Klein Wessek	1:5000	Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein	1952/64
1731/15	Ehlerstorf-Süd	1:5000	Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein	1955/64
1731/16	Oldenburg i.H.-Dannau	1:5000	Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein	1954/64
1731/25	Lübbersdorf	1:5000	Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein	1945/51
1731/26	Oldenburg i. Holstein	1:5000	Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein	1945/51
1731/34	Sebent	1:5000	Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein	1951/64
1731/35	Oldenburg in Holstein-Kuhtorbrook	1:5000	Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein	1946/51
1731/36	Oldenburg in Holstein Feldhof	1:5000	Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein	1945/51
1731/43	Koselau	1:5000	Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein	1964
1731/44	Riepsdorf-Moorkate	1:5000	Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein	1951/64
1731/45	Göhl	1:5000	Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein	1952/64
1731/53	Quaal-Nord	1:5000	Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein	1951/64
1731/54	Gaarz	1:5000	Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein	1951/64
1731/55	Plügge	1:5000	Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein	1952/64
1732/12	Thomsdorf	1:5000	Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein	1957/64
1732/13	Klenau	1:5000	Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein	1957/64
1732/14	Klenau-Nord	1:5000	Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein	1951/64
1732/22	Grube (Kreis Oldenburg)	1:5000	Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein	1962
1732/24	Heringsdorf-Augustenhof	1:5000	Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein	1962
1732/32	Gruberdieken	1:5000	Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein	1957/64

1732/33	Grube-Nordost	1:5000	Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein	1957/64
1732/34	Siggeneben	1:5000	Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein	1957/64
1732/42	Dahme	1:5000	Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein	1953/64
1732/43	Dahme-Nord	1:5000	Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein	1950/64
1732/44	Rosenhoferbrök	1:5000	Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein	1950/64

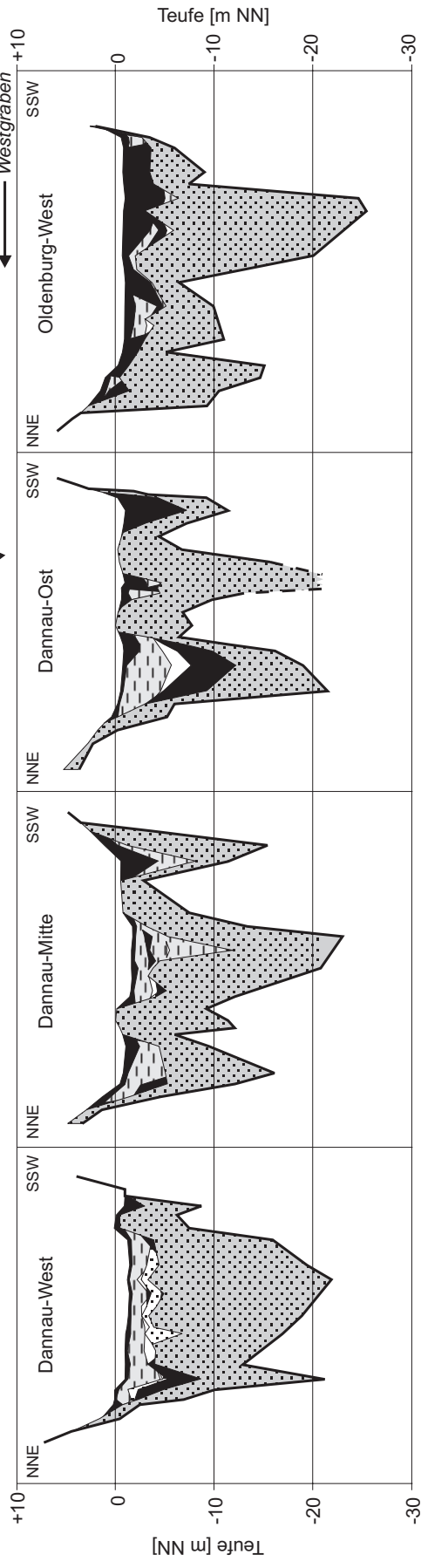
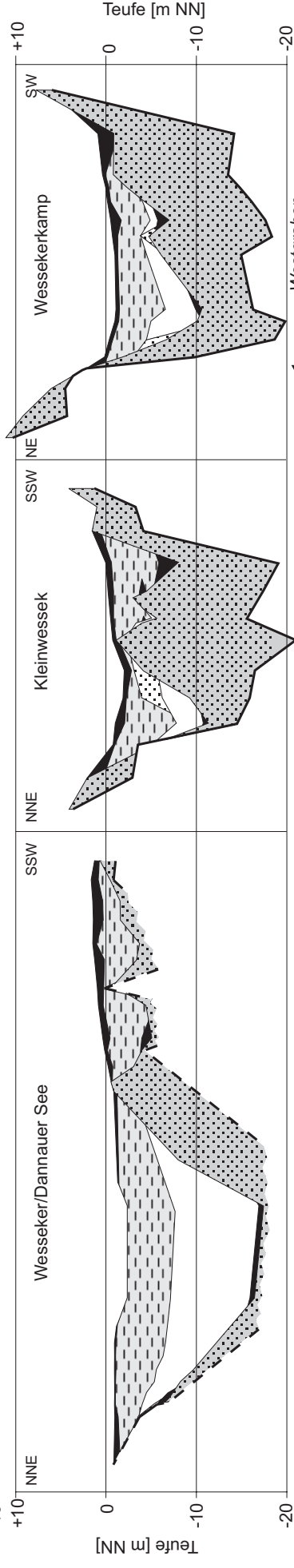
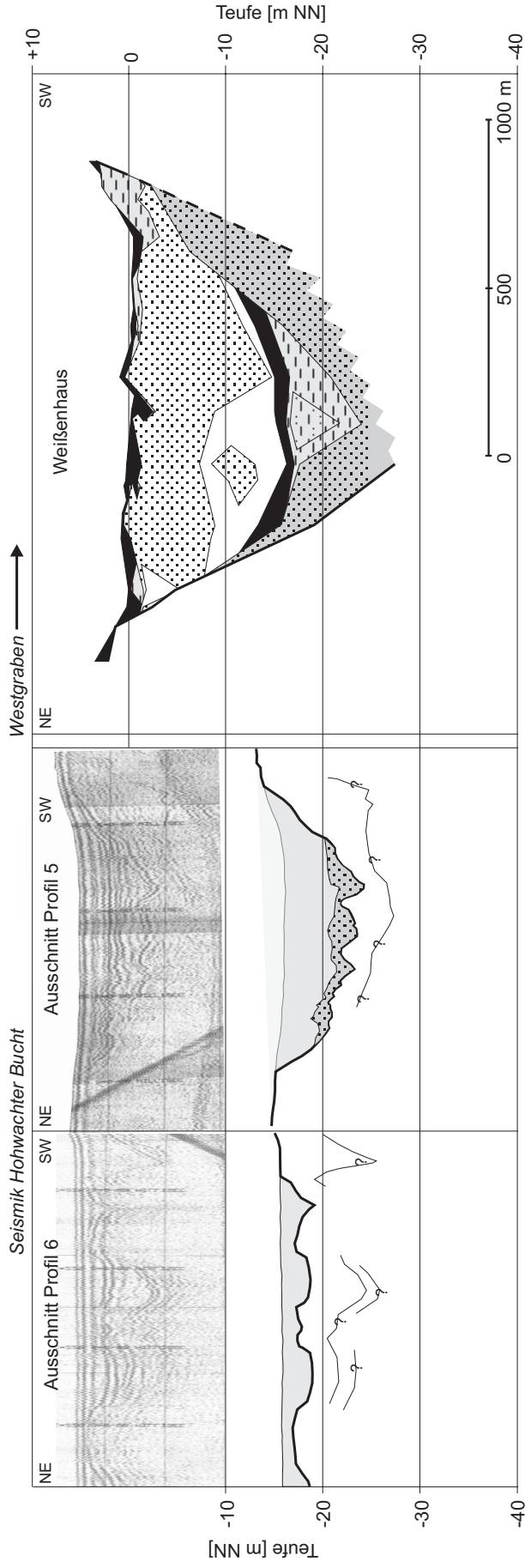
Anh. 6: Geologische Übersichtsprofile (Lage der Profile s. Anh. 2)

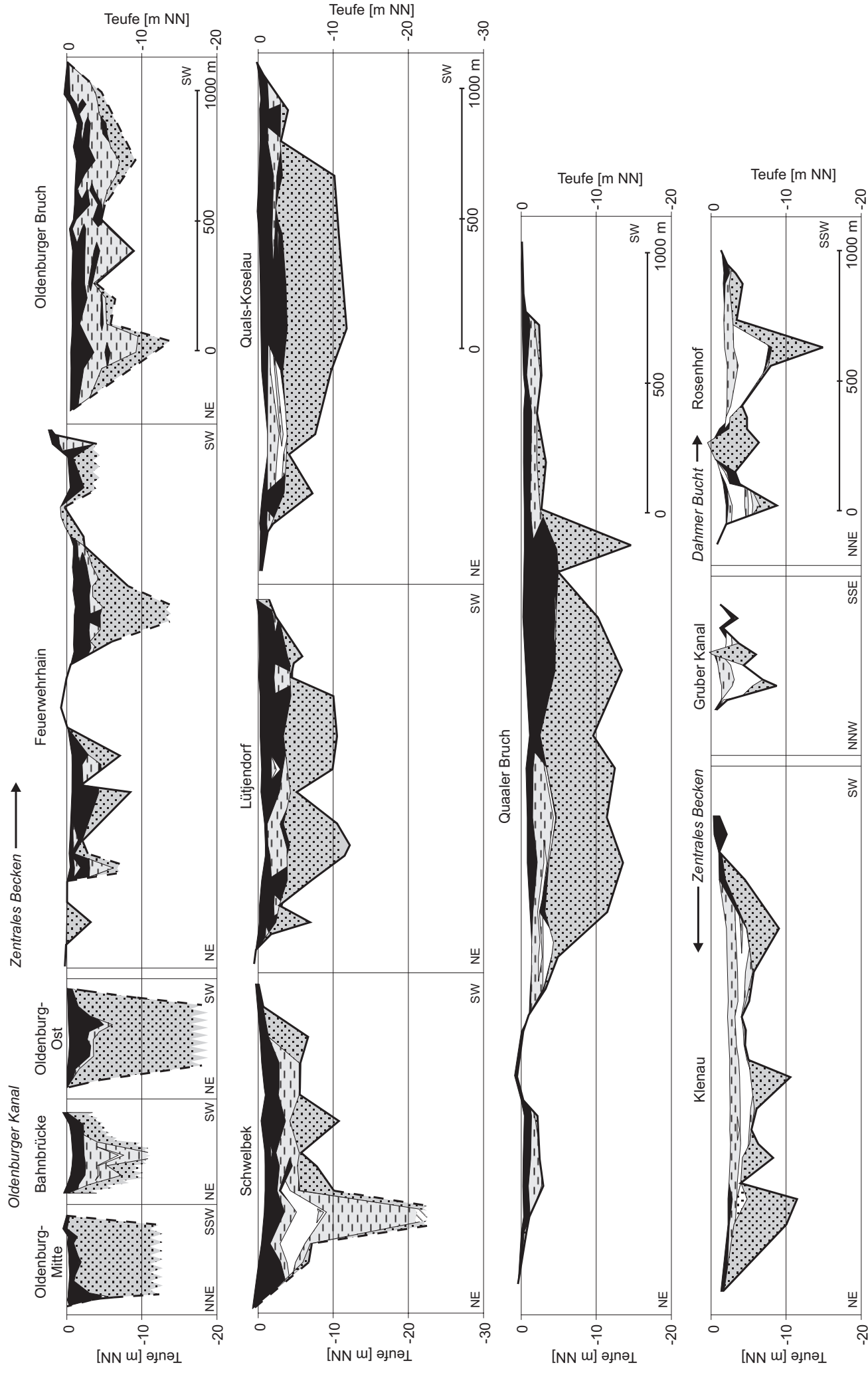
Legende zu Anh. 6. geologische Übersichtsprofile

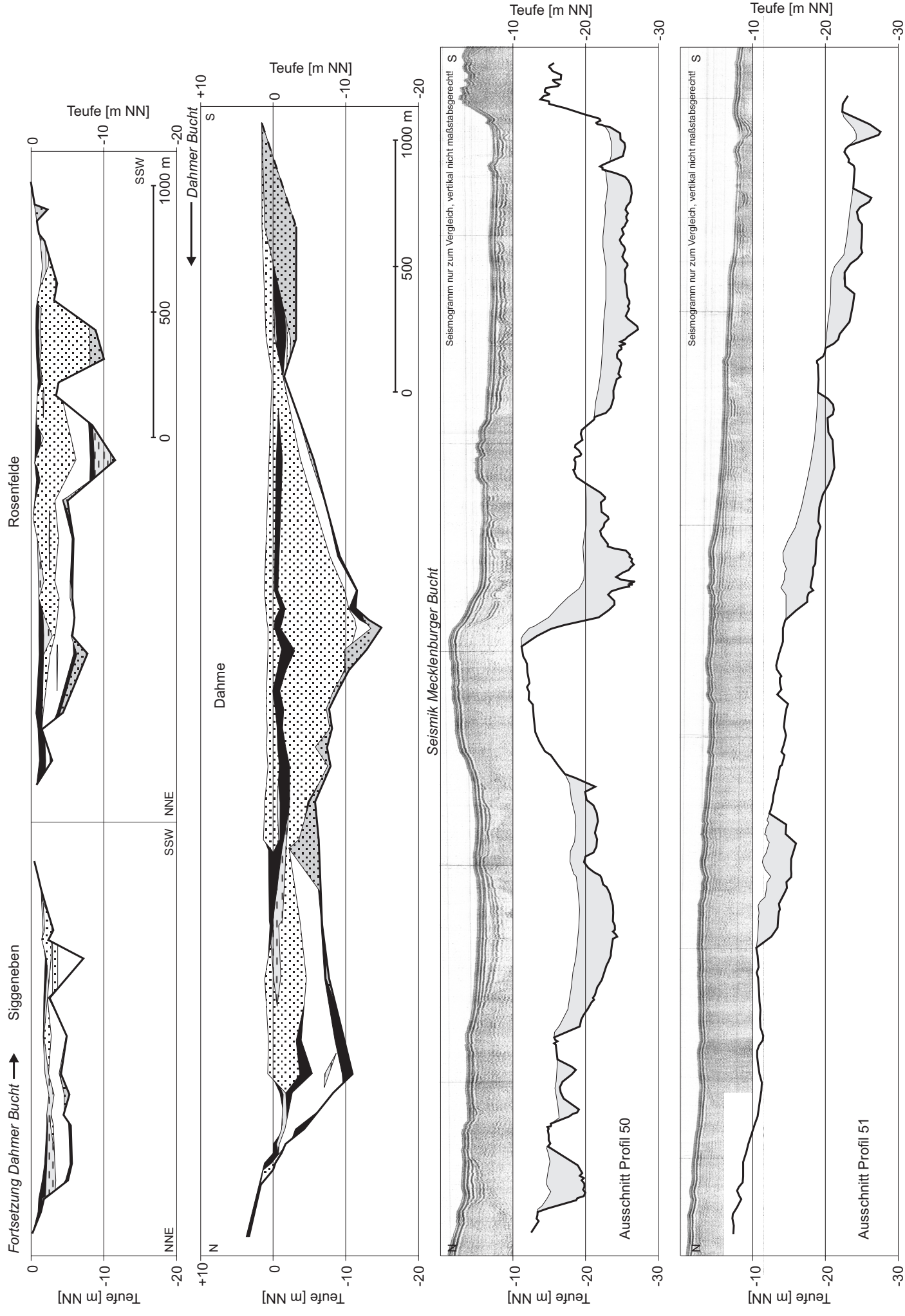
	Holozän, allg.] Holozän
	Humoser Sand	
	Limnische Mudde (Kalk- und Detritusmudde)	
	Limnischer Sand	
	Torf	
	Ostseeschlick	
	Mariner Sand] Pleistozän
	Glazifluviale & glazilimnische Ablagerungen	
	Verlauf der Tilloberfläche unsicher	
	Verlauf der Tilloberfläche	

Alle Profile 30-fach überhöht.

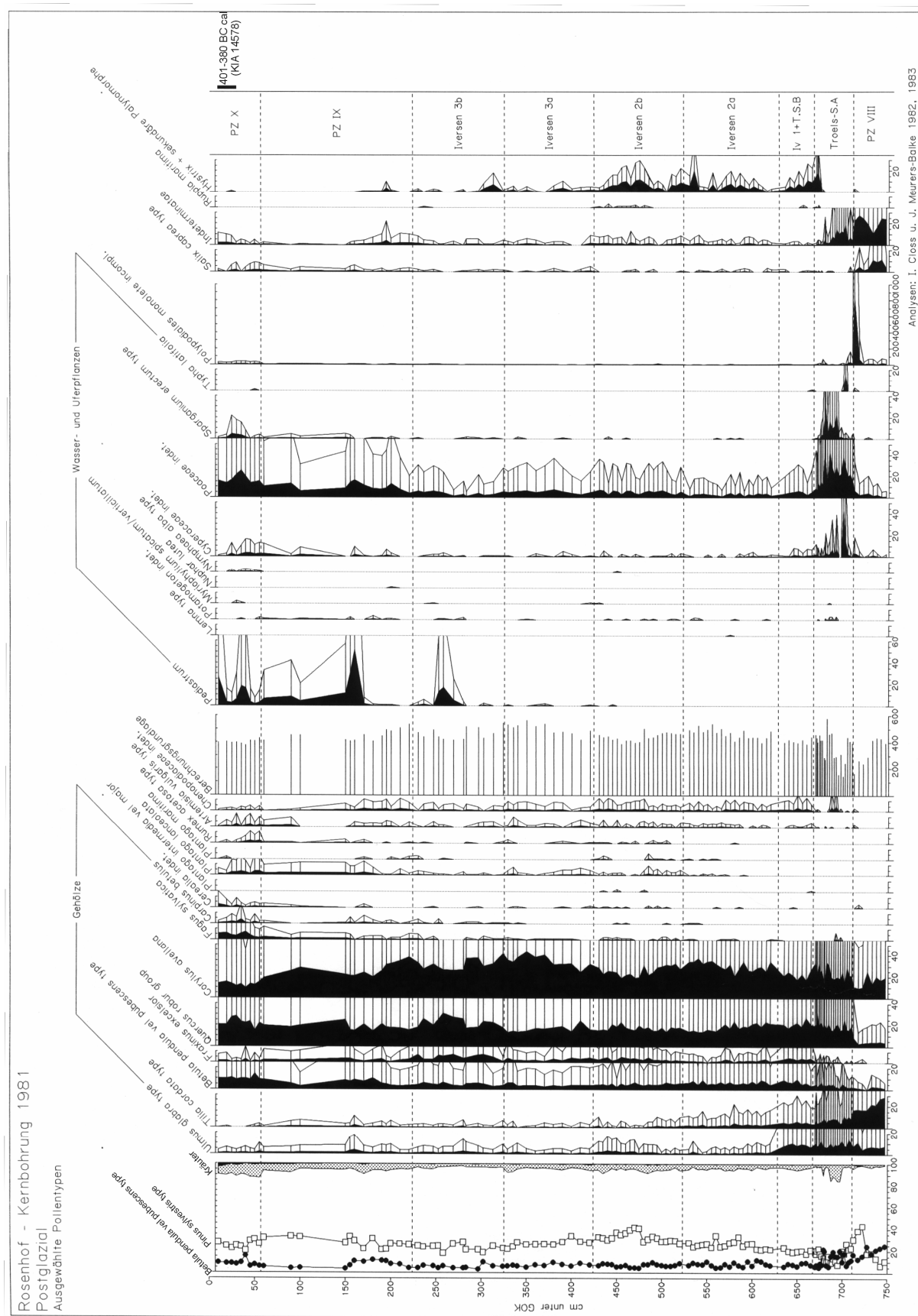
Seismik Hohwacher Bucht







Anh. 7: Pollendiagramme und Einzelspektren der Kerne Rosenhof 1981, OBG 208 (Rosenfelde), OBG 163 (Schwelbek), OBG 234 (Weißenhaus) und OBG 256 (Ehlerstorf)

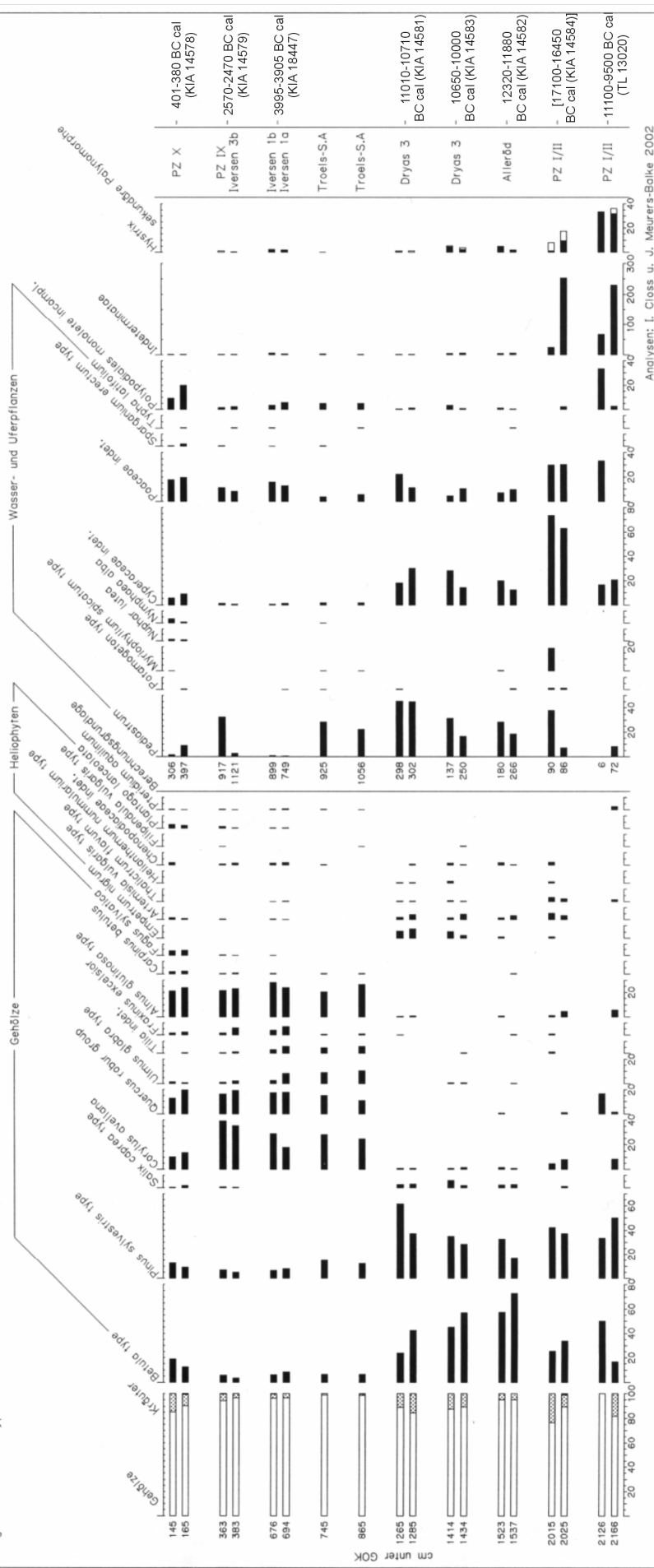


Ausgewählte Pollentypen

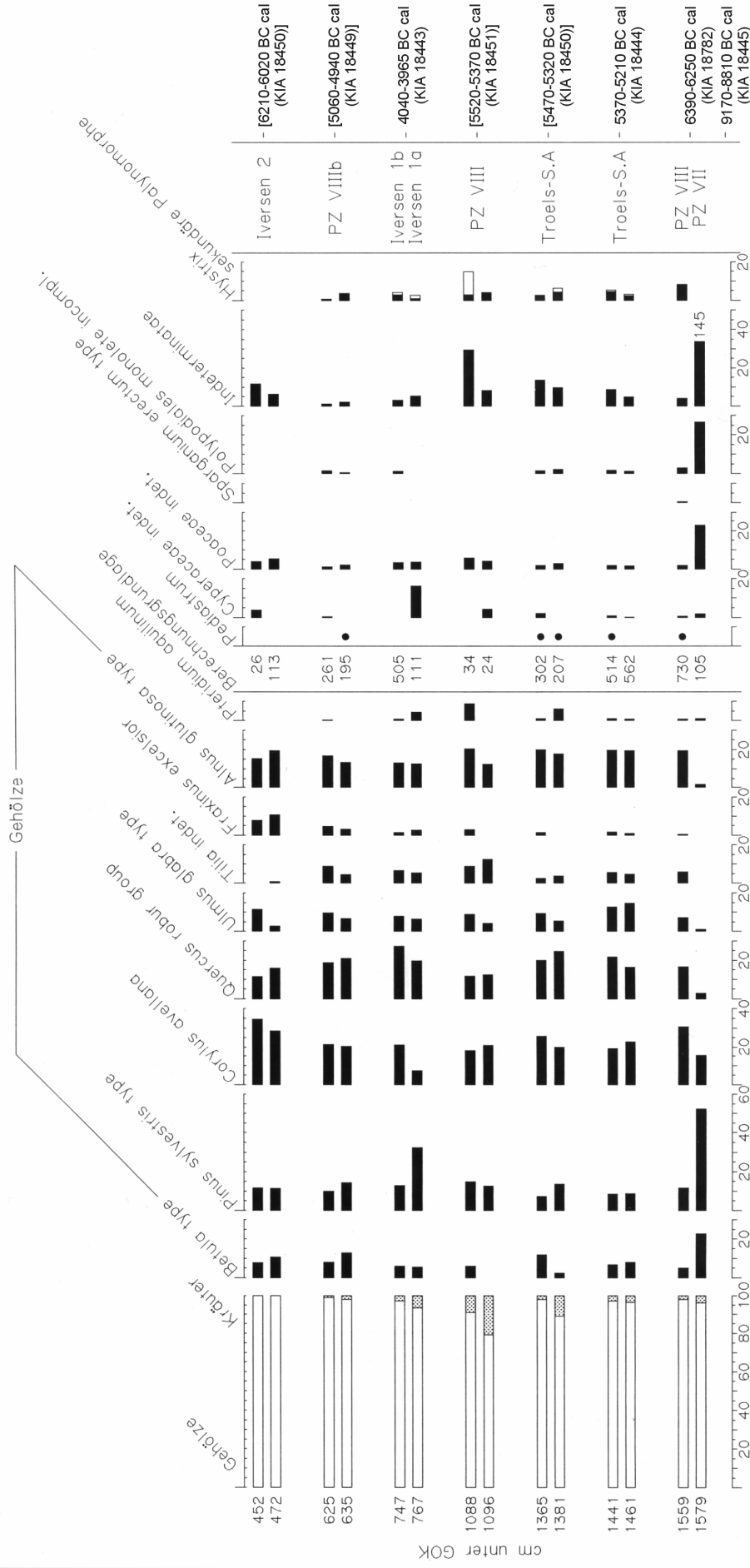
Analysen: I. Closs u. J. Meurers-Balke 1982, 1983

[illegible]

Oldenburger Graben
OBG 163 Schwelbek
Ausgewählte Pollentypen

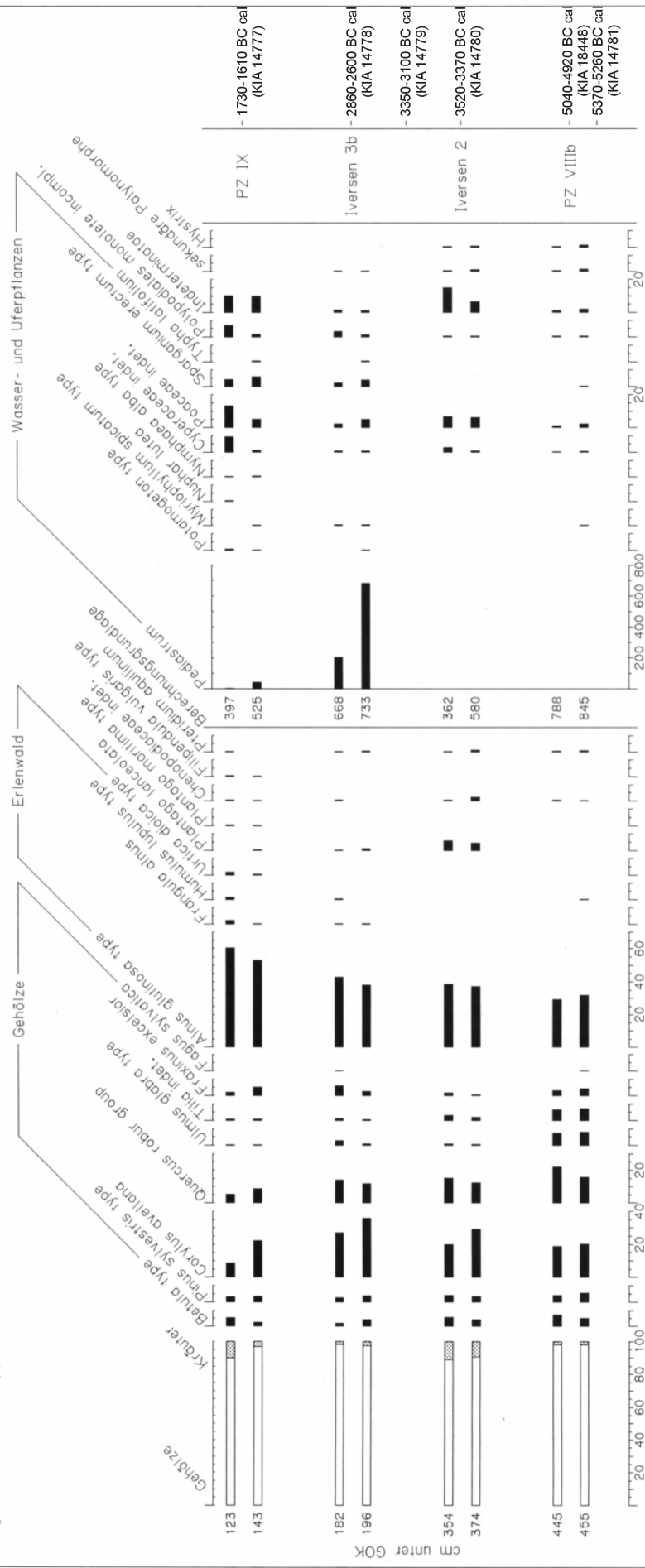


Oldenburger Graben
 OBG 234 Weissenhaus
 Ausgewählte Pollentypen



Analysen: I. Closs u. J. Meurers-Balke 2002

Oldenburger Graben
 OBG 256 Ehlertorf
 Ausgewählte Pollentypen



Analysen: I. Closs u. J. Meurers-Balke 2002

Anh. 8: Transgressionskontakte aus Niederungsgebieten und vom Grund der südwestlichen Ostsee, ihre Kategorisierung nach Kap. 9.2 und aktuelle Kalibrierung

Nr.	Bearbeiter	Arbeitsgebiet	Bohrung/ Kern	Sedimentabfolge (// = Transgressionskontakt)	Kate- gorie	Tiefe [m NN]	Datiertes Sediment/ Material	Pollen- zone	Alter kalibriert
1	TAPFER (1940)	Fehmarnbelt	-	Torf, „Ankerprobe“	?	-25,00	Torf	VI	
2	TAPFER (1940), SCHMITZ (1951a)	Dahmer Moor	Dahmer Moor	Sand/ limnische Mudde/ Schilftorf// Sand/ Ostseeschlick/ Schilftorf Pleistozän erreicht? limnische Abfolge mind. 1,47 m	C	-3,08	Transgressions- kontakt	IXa	3600 bis 2600 BC cal
3	SCHMITZ (1951b)	Hemmelsdorfer Niederung	H 3	Till/ limnische Mudde/ Torf// Ostseeschlick/ Sand und Kies (ca. 15 m)/ Ostseeschlick/ Torf	D	-20,27	Transgressions- kontakt	VIIIa	7000 bis 6000 BC cal
4	SCHMITZ (1951b)	Hemmelsdorfer Niederung	H 2	Till/ limnische Mudde/ Bruchwaldtorf// Ostseeschlick/ Sand und Kies (ca. 14 m)/ Ostseeschlick/ Torf	D	-18,61	Transgressions- kontakt	Mitte VIIIa	6500 BC cal
5	SCHMITZ (1951b)	Hemmelsdorfer Niederung	H 1	Kies// Ostseeschlick/ Sand/ Ostseeschlick/ Torf	A	-8,01	Transgressions- kontakt	VIIIa/ VIIIb	6500 bis 5500 BC cal
6	SCHMITZ (1952)	Innere Lübecker Bucht	T3	Till/ limnische Mudde/ Bruchwaldtorf// Ostseeschlick/ Sand und Kies (ca. 7 m) limnische Abfolge ca. 3 m	D	-8,94	Transgressions- kontakt	Ende VIIIa	6500 bis 6000 BC cal
7	SCHMITZ (1952)	Innere Lübecker Bucht	T4	Till/ limnische Mudde/ Bruchwaldtorf// Ostseeschlick/ Sand & Kies (ca. 9 m) limnische Abfolge ca. 4 m	D	-10,83	Transgressions- kontakt	Ende VIIIa	6500 bis 6000 BC cal

Nr.	Bearbeiter	Arbeitsgebiet	Bohrung/ Kern	Sedimentabfolge (// = Transgressionskontakt)	Kate- gorie	Tiefe [m NN]	Datiertes Sediment/ Material	Pollen- zone	Alter kalibriert
8	SCHMITZ (1952)	Innere Lübecker Bucht	Sch 11	Till/ Sand & Kies// Ostseeschlick/ Sand/ Torf/ Sand/ Torf	A	-8,09	Transgressions- kontakt	Beginn VIIIb	6000 bis 5500 BC cal
9	SCHMITZ (1952)	Innere Lübecker Bucht	P 1	Kies, Sand & Schotter/ limnische Mudde/ Sand/ Seekreide// Ostseeschlick/ Wechselfolge Sand- Schlick/ Sand & Kies (ca. 11 m); limnische Abfolge ca. 1 m	B	-20,38	Transgressions- kontakt	VII/VIII	7500 bis 6500 BC cal
10	SCHMITZ (1952)	Innere Lübecker Bucht	K 10	Till/ Sand// Ostseeschlick/ Sand/ Ostseeschlick/ Sand/ Detritusmudde/ Torf	A	-13,89	Transgressions- kontakt	VIIIa	7000 bis 6000 BC cal
11	SCHMITZ (1954), SEIFERT (1955)	Wardersee/ Eichholz- niederung	41	Till/ Brackwassertorf// Ostseeschlick/ Sand & Kies (ca. 1,3 m) Brackwassertorf ca. 0,75 m	E	-0,57/ - 0,52	Transgressions- kontakt	XII	1100 bis 1500 AD cal
12	SCHMITZ (1954), SEIFERT (1955)	Wardersee/ Eichholz- niederung	42	Till/ limnische Mudde/ Torf// Ostseeschlick/ Torf/ Ostseeschlick/ Sand & Kies (ca. 4 m) limnische Abfolge ca. 2,4 m	D	-3,79	Transgressions- kontakt	Übergang VIIIb/ IXa	3800 bis 3600 BC cal
13	SCHMITZ (1954), SEIFERT (1955)	Wardersee/ Eichholz- niederung	45	Till/ limnische Mudde/ Torf// Ostseeschlick/ Sand & Kies (ca. 8 m) limnische Abfolge ca. 1,6 m	D	-13,25	Transgressions- kontakt	VIIIa	7000 bis 6000 BC cal
14	SCHMITZ (1954), SEIFERT (1955)	Wardersee/ Eichholz- niederung	46	Till/ Sand/ limnische Mudde/ Torf// Ostseeschlick/ Sand/ Ostseeschlick/ Sand & Kies limnische Abfolge ca. 0,7 m	D	-12,13	Transgressions- kontakt	VIIIa	7000 bis 6000 BC cal

Nr.	Bearbeiter	Arbeitsgebiet	Bohrung/ Kern	Sedimentabfolge (// = Transgressionskontakt)	Kate- gorie	Tiefe [m NN]	Datiertes Sediment/ Material	Pollen- zone	Alter kalibriert
15	SCHMITZ (1954), SEIFERT (1955)	Wardersee/ Eichholz- niederung	48	Till// toniger Kies/ Torf// Ostseeschlick/ Sand & Kies (ca. 6,3 m) Torfmächtigkeit ca. 0,25 m	E	-10,61/ - 10,41	Transgressions- kontakt	2. Hälfte Villa	6500 bis 6000 BC cal
16	SCHMITZ (1954), SEIFERT (1955)	Wardersee/ Eichholz- niederung	50	Till// Kies/ Torf// Ostseeschlick/ Sand (ca. 4,2 m) Torfmächtigkeit ca. 0,35 m	E	-10,37/ - 10,14	Transgressions- kontakt	2. Hälfte Villa	6500 bis 6000 BC cal
17	SCHMITZ (1954), SEIFERT (1955)	Wardersee/ Eichholz- niederung	52	Till// Ostseeschlick mit Feinsandschichten/ Kies (ca. 1 m)	A	-8,35	Transgressions- kontakt	VIIIb	6000 bis 3800 BC cal
18	KÖSTER (1961)	s.o., & vgl Kap. 9.3	s.o., & vgl Kap. 9.3	verwendete die Transgressions- kontakte 3, 4, 5, 6, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17 (s.o.) sowie Moorkathe und Dannau (vgl. Kap. 9.3) von TAPPER (1940)	s.o., & vgl Kap. 9.3	s.o., & vgl Kap. 9.3	s.o., & vgl Kap. 9.3	s.o., & vgl Kap. 9.3	s.o., & vgl Kap. 9.3
19	AVER- DIECK (1972)	Flensburger Förde	10872	Torf/ limnische Mudde// Ostsee- schlick Pleistozän nicht erreicht	B	-28,95	Transgressions- kontakt	VIII	7000 bis 3800 BC cal
20	EXON (1972)	Flensburger Förde	10517	Torf// Sand	C	-0,50	Torf	XII	nach 1250 BC cal
21	EXON (1972)	Flensburger Förde	10860	Torf// Ostseeschlick Pleistozän nicht erreicht	?	-30,30	Torf	VI	ca. 8850 bis 7950 BC cal
22	EXON (1972)	Flensburger Förde	10869	Torf// Ostseeschlick Pleistozän nicht erreicht	?	-22,05	Torfmudde	VIIa	ca. 7950 bis 7500 BC cal

Nr.	Bearbeiter	Arbeitsgebiet	Bohrung/ Kern	Sedimentabfolge (// = Transgressionskontakt)	Kate- gorie	Tiefe [m NN]	Datiertes Sediment/ Material	Pollen- zone	Alter kalibriert
23	WEFER et al. (1978)	Eckernförder Bucht	12773	subaerische oder limnische Sande	?				
24	WINN et al. (1982)	Vejsnaes- Gebiet	15301	Till/ limnische Mudde/ Feinsand/ Kalkmudde/ Torf// Feinsand limnische Abfolge ca. 1,17 m	C	-22,69	Seekreide	VII	ca. 7950 bis 7000 BC cal
25	WINN et al. (1982)	Vejsnaes- Gebiet	15304	Kalkmudde/ Grobsand/ Torf/ limnische Mudde, torfig/ Feinsand mit Detrituslagen/ Feinsand mit Schwemmtorflagen/ Mittel- bis Grobsand/ Feinsand, kiesig Pleistozän nicht erreicht limnische Abfolge mind. 2,00 m	?				
26	WINN et al. (1982)	Vejsnaes- Gebiet	15314	Torfmudde/ schluffiger Feinsand/ Ostseeschlick Pleistozän nicht erreicht limnische Abfolge mind. 1,70 m	?				
27	WINN et al. (1982)	Vejsnaes- Gebiet	15391	Ton/ Sand mit Ton und Mollusken/ Ton/ Sand/ Ton/ Sand/ Kalkmudde// Ostseeschlick Pleistozän nicht erreicht	B	-32,49	Seekreide	VII	ca. 7950 bis 7000 BC cal
28	WINN et al. (1982)	Vejsnaes- Gebiet	15393	limnische Mudde// sandiger Ostseeschlick limnische Abfolge mind. 0,70 m	B	-27,21	laminierte Mudde	VIII	7000 bis 3800 BC cal
29	WINN et al. (1983)	Mecklenburger Bucht	15324	Ton, Feinsand/ Torf/ limnische Mudde/ Torf// Ostseeschlick Pleistozän erreicht? limnische Abfolge mind. 1,10 m	D	-18,10	Torf	VIIIa	7000 bis 6000 BC cal

Nr.	Bearbeiter	Arbeitsgebiet	Bohrung/ Kern	Sedimentabfolge (// = Transgressionskontakt)	Kate- gorie	Tiefe [m NN]	Datiertes Sediment/ Material	Pollen- zone	Alter kalibriert
30	WINN et al. (1983)	Mecklenburger Bucht	15342	humoser Schluff/ Sand/ limnische Mudde/ Seekreide/ limnische Mudde// Ostseeschlick Pleistozän erreicht? limnische Abfolge mind. 0,91 m	B	-26,40	Ostseeschlick	VIIa	7000 bis 6000 BC cal
						-26,41	limnische Mudde	VIIa	7000 bis 6000 BC cal
31	WINN et al. (1983)	Mecklenburger Bucht	15384	schlickiger Sand/ Ostseeschlick Transgressionskontakt und Pleistozän nicht erreicht	-	-22,60	mariner Sand	VIIa	7000 bis 6000 BC cal
32	WINN et al. (1983)	Mecklenburger Bucht	15399	Till/ Sand/ Torf/ limnischer Sand// Ostseeschlick limnische Abfolge ca. 0,70 m	B	-26,60	Ostseeschlick	VIII	6000 bis 5770 BC cal (KI-2002.01)
						-26,70	limnische Mudde	VIIa	7300 bis 6650 BC cal (KI-2002.02)
33	WINN & AVER- DIECK (1984)	Westliche Ostsee	15392	Ostseeschlick Transgressionskontakt und Pleistozän nicht erreicht	-	-26,65	Ostseeschlick	VIIa	7000 bis 6000 BC cal
34	NIEDER- MEIER- LANGE (1985)	Hohwichter Bucht	14361	Till/ Sand/ Torfmudde// Feinsand limnische Abfolge ca. 0,71 m	B	-13,80	Torfmudde	VIIa	6430 bis 6110 BC cal (KI-1706.01)
35	NIEDER- MEIER- LANGE (1985)	Hohwichter Bucht	14362	Kalkmudde/ Sand & Schluff// Kalkmudde/ Torf (-mudde)/ Sand mit Torf// Feinsand Pleistozän nicht erreicht limnische Abfolge mind. 1,35 m	C	-12,58	Torf	III oder V	

Nr.	Bearbeiter	Arbeitsgebiet	Bohrung/ Kern	Sedimentabfolge (// = Transgressionskontakt)	Kate- gorie	Tiefe [m NN]	Datiertes Sediment/ Material	Pollen- zone	Alter kalibriert
36	NIEDER- MEIER- LANGE (1985)	Hohwachter Bucht	14363	Seekreide/ Kalkmudde/ Sand & Kies/ Till/ Feinsand/ Torf// Schluff/ Sand Pleistozän nicht erreicht limnische Abfolge mind. 1,80 m	C	-13,94	Torf	VII/VIII	7540 bis 7320 BC cal (KI-1707.01)
37	NIEDER- MEIER- LANGE (1985)	Hohwachter Bucht	14365	Feinsand, schluffig/ Kalkmudde/ Torf// Aufarbeitungshorizont (Sand, Torf, Steine)/ Sand Pleistozän erreicht? limnische Abfolge ca. 1,96 m	C	-13,91	Torf	VII	8270 bis 7960 BC cal (KI-1708.01)
38	NIEDER- MEIER- LANGE (1985)	Hohwachter Bucht	14366	Sand/ limnische Mudde bzw. Torfmudde// Schill// Ostseeschlick/ Sand Pleistozän erreicht? limnische Abfolge mind. 0,26 m?	B	-15,50	Ostseeschlick		6420 bis 6110 BC cal (KI-1709.01)
						-15,50	<i>Cerastoderma</i>		5700 bis 5410 BC cal (KI- 1709.011)
						-15,56	Torfmudde	VIIIa	7000 bis 6000 BC cal
39	NIEDER- MEIER- LANGE (1985)	Hohwachter Bucht	14367	Feinsand, Schluff & Ton/ Torfmudde// Sand Pleistozän erreicht? limnische Abfolge mind. 0,17 m?	C	-16,33	Detritusmudde	VIII	7000 bis 3700 BC cal

Nr.	Bearbeiter	Arbeitsgebiet	Bohrung/ Kern	Sedimentabfolge (// = Transgressionskontakt)	Kate- gorie	Tiefe [m NN]	Datiertes Sediment/ Material	Pollen- zone	Alter kalibriert
40	NIEDER- MEIER- LANGE (1985)	Hohwachter Bucht	14368	Torf/ limnische Mudde/ Torf mit Schluff- & Sandlagen/ Sand mit kiesigen Lagen und Torf/ Sand/ Kies/ Feinsand Pleistozän nicht erreicht limnische Abfolge mind. 0,44 m	C?	-13,70	Torf	VIIIa	7000 bis 6000 BC cal
41	NIEDER- MEIER- LANGE (1985)	Hohwachter Bucht	14369	Till/ Bodenbildung// Sand, an der Basis kiesig	A	-15,34	Paläoboden	VIII	7000 bis 3800 BC cal
42	SIMA- NOWSKY (1985)	Kieler Förde	14850-2	Till/ Torf/ Seekreide, limnische Mudde/ Torfmudde// Schill/ Ostseeschlick limnische Abfolge ca. 0,90 m	B	-21,30	Torf	VII	ca. 7950 bis 7000 BC cal
43	SIMA- NOWSKY (1985)	Kieler Förde	14852-1/2	limnische Mudde/ Torf// Schill/ Ostseeschlick Pleistozän nicht erreicht limnische Abfolge mind. 2,00 m	D	-19,50	Ostseeschlick		5540 bis 5380 BC cal (KI-2162.10)
						-19,81	limnische Mudde	V	
						-20,10	limnische Mudde		7520 bis 7180 BC cal (KI-2311.01)
44	SIMA- NOWSKY (1985)	Kieler Förde	14858	limnische Mudde/ Torf// Schill/ Ostseeschlick Pleistozän nicht erreicht limnische Abfolge mind. 2,07 m	D	-18,83	Torf	VIII	7000 bis 3800 BC cal

Nr.	Bearbeiter	Arbeitsgebiet	Bohrung/ Kern	Sedimentabfolge (// = Transgressionskontakt)	Kate- gorie	Tiefe [m NN]	Datiertes Sediment/ Material	Pollen- zone	Alter kalibriert
45	WINN et al. (1986)	Südwestliche Ostsee	10006	Limnische Mudde// Ostseeschlick Pleistozän nicht erreicht	B	-28,79	Seekreide	VII/VIII	7500 bis 6500 BC cal
46	WINN et al. (1986)	Südwestliche Ostsee	10012	Seekreide/ Verlandungstorf// Ostseeschlick Pleistozän nicht erreicht	D	-24,82	Ostseeschlick	VIII	7000 bis 3800 BC cal
47	WINN et al. (1986)	Südwestliche Ostsee	10030	Torf/ torfige Mudde// Ostseeschlick Pleistozän nicht erreicht	?	-21,10	Torfmudde		7290 bis 6820 BC cal (KI-375)
48	WINN et al. (1986)	Südwestliche Ostsee	10047	Torf// Ostseeschlick kleine Gerölle an der Schlickbasis Pleistozän nicht erreicht	D?	-25,30 bis -25,40	Torf		7550 bis 7190 BC cal (KI-369)
49	WINN et al. (1986)	Südwestliche Ostsee	10051	torfige Mudde// Ostseeschlick Torfbrocken im unteren Bereich des Schlicks Pleistozän nicht erreicht	?				
50	WINN et al. (1986)	Südwestliche Ostsee	10056	Torf/ Ton/ Bruchwaldturf// Übergangsbereich/ Ostseeschlick Pleistozän nicht erreicht limnische Abfolge mind. 0,30 m	D?	-30,94	Ostseeschlick	IX	3600 bis 1000 BC cal
51	WINN et al. (1986)	Südwestliche Ostsee	10385	Kalkmudde// Ostseeschlick Pleistozän nicht erreicht	B	-23,50	Seekreide	VII	ca. 7950 bis 7000 BC cal
52	WINN et al. (1986)	Südwestliche Ostsee	10554	Seekreide/ Torf/ Mudde// Ostseeschlick Pleistozän nicht erreicht	B	-24,30	Ostseeschlick	VIIIa	7000 bis 6000 BC cal
						-24,41	limnische Mudde	VIIIa	7000 bis 6000 BC cal

Nr.	Bearbeiter	Arbeitsgebiet	Bohrung/ Kern	Sedimentabfolge (// = Transgressionskontakt)	Kate- gorie	Tiefe [m NN]	Datiertes Sediment/ Material	Pollen- zone	Alter kalibriert
53	WINN et al. (1986)	Südwestliche Ostsee	11881	limnische Mudde// Sandlage mit Torfresten/ Ostseeschlick Pleistozän nicht erreicht	B	-34,80	Ostseeschlick		5660 bis 5500 BC cal (KI-619.16)
						-35,10	Seekreide		10150 bis 9350 BC cal (KI-619.18)
54	WINN et al. (1986)	Südwestliche Ostsee	11882	limnische Mudde// Sandlagen/ Ostseeschlick Pleistozän nicht erreicht	B				
55	WINN et al. (1986)	Hohwichter Bucht	12519	limnische Mudde// Ostseeschlick Pleistozän nicht erreicht	B	-28,30	Ostseeschlick		7050 bis 6630 BC cal (KI-738.33)
56	WINN et al. (1986)	Hohwichter Bucht	12522	Kalkmudde bzw. humose Mudde// Ostseeschlick Pleistozän nicht erreicht	B	-27,40	Ostseeschlick		7600 bis 7000 BC cal (KI-736.08)
57	WINN et al. (1986)	Südwestliche Ostsee	12886	„brauner Sand und Spuren von Mergel“	?	-25,30	sandiger Ton		6210 bis 5910 BC cal (KI- 1106.113)
						-27,70	Seekreide		7580 bis 7080 BC cal
58	WINN et al. (1986)	Südwestliche Ostsee	13368	?	?	-21,40	mariner Sand		7700-7600 BC cal (KI- 1195.01)
59	WINN et al. (1986)	Südwestliche Ostsee	13712	Torf// Ostseeschlick Pleistozän nicht erreicht	?	-29,20	Ostseeschlick	VIIIa	7000 bis 6000 BC cal

Nr.	Bearbeiter	Arbeitsgebiet	Bohrung/ Kern	Sedimentabfolge (// = Transgressionskontakt)	Kate- gorie	Tiefe [m NN]	Datiertes Sediment/ Material	Pollen- zone	Alter kalibriert
59						-29,65	Torf	VI	
60	WINN et al. (1986)	Südwestliche Ostsee	15386	Seekreide// Ostseeschlick limnische Abfolge ca. 1,70 m	B	-21,50	Seekreide	VII	
61	WINN et al. (1986)	Südwestliche Ostsee	15396	umgelagertes Material	?	-33,58	Detritusmudde	IV?	
62	WINN et al. (1986)	Südwestliche Ostsee	15496	Seekreide/ Torf/ Seekreide/ limnische Mudde// Ostseeschlick	B	-27,60	Ostseeschlick	IX	4900 bis 4150 BC cal (GP1-84/57)
63	?	Hohwachter Bucht	Fem44b	?	?	-12,70	Torf		6510 bis 6220 BC cal (KI-214)

Anh. 9: Meeresspiegelmarken von KLUG (1980) und ihre aktuellen Kalibrierungen

Nr.	Bearbeiter	Arbeitsgebiet	Bohrung bzw. Bezeichnung	Tiefe [m NN]	Anhaltspunkt oder Methode	Datierungs- bez.	Alter kalibriert
1	ERNST (1974)	Hohwacher Bucht	P 50	-4,20	Beginn Torfbildung	Hel-388	4960 bis 4460 BC cal
2	ERNST (1974)	Hohwacher Bucht	P 50	-4,15	Holzreste aus Torf	Hel-387	5020 bis 4590 BC cal
3	ERNST (1974)	Hohwacher Bucht	P 50	-3,60	Holzreste aus Torf	Ki-717	5060 bis 4800 BC cal
4	ERNST (1974)	Hohwacher Bucht	P 50	-3,70	Aussetzen Torfbildung	-	PZ VIIIb, ca. 4500 BC cal
5	ERNST (1974)	Hohwacher Bucht	P 50	-2,80	Wiedereinsetzen Torfbildung	-	PZ VIIIb, ca. 3800 bis 3600 BC cal
6	ERNST (1974)	Hohwacher Bucht	P 50	-2,35	Transgressionskontakt, Sand über Torf, Kategorie C	Hel-386	3360 bis 2920 BC cal
7	ERNST (1974)	Hohwacher Bucht	P 50	-2,35	Transgressionskontakt, Sand über Torf, Kategorie C	Ki-716	3010 bis 2690 BC cal
8	ERNST (1974)	Hohwacher Bucht	P 56	-1,85	Transgressionskontakt, Sand über Torf, Kategorie C	Ki-718	2860 bis 2460 BC cal
9	ERNST (1974)	Hohwacher Bucht		±0	Abschätzung anhand morphologischer Betrachtungen	-	um Christi Geburt
10	ERNST (1974)	Hohwacher Bucht	P 40-42	-0,51	Torf	Hel-389	430 bis 650 AD cal
11	ERNST (1974)	Hohwacher Bucht	P 40-42	-0,51	Torf	Ki-712	650 bis 860 AD cal

Nr.	Bearbeiter	Arbeitsgebiet	Bohrung bzw. Bezeichnung	Tiefe [m NN]	Anhaltspunkt oder Methode	Datierungs- bez.	Alter kalibriert
12	ERNST (1974)	Hohwachter Bucht	P 40-42	-0,51	Torf	Ki-713	540 bis 670 AD cal
13	ERNST (1974)	Hohwachter Bucht	P 60	-0,52	Torf	Ki-719	1070 bis 1300 AD cal
14	ERNST (1974)	Hohwachter Bucht	-	-0,09 bis -0,12	Pegelmessung	-	um 1872 AD cal
15	WILLKOMM & ERLENKEUSER (1969)	Kieler Bucht	?	-3,50	Torf	Ki-217	4910 bis 4710 BC cal
16	WILLKOMM & ERLENKEUSER (1969)	Kieler Bucht	?	-2,50	Torf	Ki-216	3760 bis 3380 BC cal
17	HOIKA (1972, 1975), SCHÜTRUPF (1972)	Oldenburger Graben	-	div.	Archäologie, Stratigraphie und Pollenanalyse	-	s. Kap. 9.5
18	KLUG (1974)	Probstei	P 7	-2,20	Beginn Torfbildung	Ki-708	3700 bis 3340 BC cal
19	KLUG (1974)	Probstei	P 7	-1,10	Torfabfolge	Ki-707	3090 bis 2880 BC cal
20	KLUG (1974)	Probstei	P 9	-1,20	Beginn Ablagerung einer Torfmudde	Ki-710	2870 bis 2470 BC cal
21	KLUG (1974)	Probstei	P 8	-1,25	Torfabfolge	Ki-709	1520 bis 1320 BC cal

Nr.	Bearbeiter	Arbeitsgebiet	Bohrung bzw. Bezeichnung	Tiefe [m NN]	Anhaltspunkt oder Methode	Datierungs- bez.	Alter kalibriert
22	KLUG (1974)	Probstei	-	-1,20	Torf	Ki-366	1430 bis 1130 BC cal
23	KLUG (1974)	Probstei	Ausgrabung Kalifornien	-0,16	Transgressionskontakt, Sand über Torf, Kategorie C	Ki-274	1330 bis 1440 AD cal
24	KLUG (1974)	Probstei	-	±0	Abschätzung anhand morphologischer Betrachtungen	-	um Christi Geburt
25	GUENTHER et al. (1952)	Probstei	Ausgrabung Barsbeker Moor	-0,3	Beginn Torfbildung	-	um Christi Geburt
26	VOSS (1967, 1973)	Schleimündung & Langballigau	-	±0	Morphologie und Archäologie, indirekte Datierung	?	um Christi Geburt, 80 bis 240 AD cal
27	VOSS (1973)	Langballigau	-	-0,90 bis -0,70	Morphologie und Archäologie	-	Um 1100 AD cal
28	VOSS (1967)	Schleimündung	-	-0,35 (-0,47 bis -0,27)	fossile Spülsäume	-	Um 1642 AD cal
29	VOSS (1967)	Schleimündung	-	-0,15	Pegelmessung	-	um 1870 AD cal
30	SCHMITZ (1954)	Wardersee/ Eichholzniederung	41	-0,55	Transgressionskontakt Kategorie E, s. Anh. 8, Nr. 11		um 1300 AD cal

Anh. 10: Ergebnisse archäologischer Untersuchungen zum Meeresspiegelanstieg in der südwestlichen Ostsee

Nr.	Arbeitsgebiet	Bearbeiter	Anhaltspunkt oder Methode	Rekonstruierte Tiefe [m NN]	Zeitraum
1	Flensburger Förde, Neukirchen-Bostholm	MEURERS-BALKE et al. (1985)	älteste Uferlinie	-2,00	3520 bis 3340 BC cal
2	Flensburger Förde, Neukirchen-Bostholm	MEURERS-BALKE et al. (1985)	Uferlinie zur Besiedlungszeit	-1,80 bis -1,60	3350 bis 2900 BC cal
3	Flensburger Förde, Neukirchen-Bostholm	MEURERS-BALKE et al. (1985)	Torf mit eingeschwemmten Tonbändern (Hochwassersedimente?)	-0,50 bis ± 0	900 bis 230 BC cal
4	Flensburger Förde, Neukirchen-Tegelbark	ARNOLD (1979)	auskeilende Strandsedimente und auf dem Niveau des Meeresspiegels abgefaulte Pfähle	-1,60 bis -1,40	2290 bis 1980 BC cal
5	Flensburger Förde, Neukirchen-Tegelbark	ARNOLD (1979)	Schwemntonband (Hochwasserereignis oder Regression?)	-0,90 bis -0,70	2010 bis 1690 BC cal
6	Flensburger Förde, Neukirchen-Tegelbark	MEURERS-BALKE et al. (1985)	Verlauf einer Schilftorf-Oberfläche	-0,70 bis -0,40	1300 bis 1100 BC cal
7	Flensburger Förde, Neukirchen-Tegelbark	MEURERS-BALKE et al. (1985)	Erlenbruchwald, Landmarke	-0,20 bis ± 0	700 bis 600 BC cal
8	Flensburger Förde, Geltinger Birk	VOSS (1970)	Strandwallhöhen und Gebäudereste	-0,90 bis -0,70	1480 bis 1580 AD cal
9	Flensburger Förde, Geltinger Birk	VOSS (1970)	Historische Karten	-0,30	um 1786 AD cal
10	Schlei, Fleckeby	KRAMER (1990)	verwurzelter Baumstubben, Landmarken	-1,00	1890 bis 1575 BC cal
11	Schleimündung	VOSS (1967)	Torfe im Schutz von Strandwällen, historische Karten	-0,60	600 bis 1131 AD cal
12	Schlei, Sieseby	KRAMER (1990)	Schutzhafen, Mindesthöhe, die zur Nutzung dieses Hafens nötig war	-0,50	1490 bis 1800 AD cal
13	Eckernförder Bucht	VOSS (1968)	Brandungskehle und eisenzeitliche Muschelabfallhaufen	± 0	um Christi Geburt
14	Ostholstein, Heiligenhafen	STEPHAN (1986)	anthropogen umgelagerte Artefakte	-0,30	1200 bis 1300 AD cal
15	Ostholstein, Heringsdorf-Süssau	HOIKA (1987)	Verbreitung von Bruchwaldtorf, Landmarke	-1,50	3800 bis 3400 BC cal
16	Ostholstein, Heringsdorf-Süssau	HOIKA (1972, 1987)	Mittlerer Wasserstand zur Besiedlungszeit	-1,50 bis 1,00	3400 bis 2900 BC cal
17	Ostholstein, Heringsdorf-Süssau	HOIKA (1972, 1987)	Mindestwasserstand am Ende der Besiedlung	-1,00	2900 BC cal

18	Lübecker Bucht, Neustadt-Marienbad	HARTZ (frdl. mdl. Mitt.)	rezent nachweisbare Ausdehnung der Fundschicht, Mindestwasserstand	-4,00 bis -3,50	4500 bis 4300 BC cal
19	Wismarbucht, Jäckelberg-Nord	LÜBKE (2002)	uferfernere Fundschicht, Mindestwasserstand	-7,0	5300 bis 5100 BC cal
20	Wismarbucht, Timmendorf-Nordmole	LÜBKE (2002)	Siedlungsbereich, Landmarke	-2,5	3900 bis 3400 BC cal
21	Wismarbucht, Timmendorf-Nordmole	LÜBKE (2002)	Uferbereich, Mindestwasserstand	-3,5	3900 bis 3400 BC cal
22	Wismarbucht	LÜBKE (im Druck)	verwurzelte Baumstubben, Landmarken	-8,0 bis -6,5	5900 bis 5700 BC cal
23	Wismarbucht	DÖRFLER et al. (1997)	Überflutungsanzeiger in humosem Ton, Mindestwasserstand	-0,53	um Christi Geburt

Anh. 11: Auflistung der im Rahmen des Projektes erhobenen und ausgewerteten ¹⁴C-Datierungen

Kernbez. oder Grabung	Entnahme- teufe [m NN]	Labor-Nr.	Sediment	Material	¹⁴ C-/ TL - Alter [BP]	δ ¹³ C	Alter kalibriert [BC cal]
OBG 208	-1,97	KIA 14577	Mariner Sand	Pflanzenreste	3567 ± 35	-15,96 ± 0,18	2010-1780
OBG 208	-5,94	KIA 14576	Mariner Sand	Holz	5129 ± 32	-24,29 ± 0,16	3980-3810
OBG 208	-8,10	KIA 14575	Ostseeschlick mit umgelagertem Torf	Ostseeschlick mit Torfresten	6712 ± 36	-24,57 ± 0,17	5325-5255
OBG 208	-8,15	KIA 14574	Torf	Pflanzenreste	6683 ± 39	-24,98 ± 0,13	5660-5550
OBG 208	-8,61	KIA 14776	Torf	Pflanzenreste	9546 ± 33	-29,57 ± 0,18	9120-8750
OBG 208	-9,54	KIA 14573	Übergang limnische Mudde - Torf	Pflanzenreste (Schilf)	11641 ± 66	-10,16 ± 0,10	11860-11520
OBG 208	-10,33	KIA 14572	Limnische Mudde	Samen	12979 ± 65	-10,20 ± 0,13	13900-13350
OBG 163	-2,32	KIA 14578	Torf	Pflanzenreste	2313 ± 27	-26,46 ± 0,17	401-380
OBG 163	-4,51	KIA 14579	Ostseeschlick	Pflanzenreste	4004 ± 36	-28,22 ± 0,16	2570-2470
OBG 163	-7,65	KIA 18447	Ostseeschlick	<i>Cerastoderma</i>	5520 ± 45	-6,12 ± 0,09	3995-3905
OBG 163	-7,80	KIA 14580	Ostseeschlick	Sediment, Pflanzenreste	2166 ± 34	-27,82 ± 0,09	-
OBG 163	-13,53	KIA 14581	Limnische Mudde	Pflanzenreste	10804 ± 36	-25,16 ± 0,07	11010-10710
OBG 163	-14,96	KIA 14583	Limnische Mudde	Holz	10372 ± 42	-30,68 ± 0,09	10650-10000
OBG 163	-16,03	KIA 14582	Limnische Mudde	Pflanzenreste	12034 ± 37	-30,05 ± 0,10	12320-11880
OBG 163	-20,82	KIA 14584	Limnische Mudde	Pflanzenrest	>1954 AD	-30,13 ± 0,13	-
OBG 163	-20,82	KIA 13949	Limnische Mudde	Sediment	15665 ± 108	-23,84 ± 0,26	17100-16450
OBG 163	-22,18	Risø 13020 (TL)	Humoser Sand	Sediment	12300 ± 800	-	10300 ± 800

Kernbez. oder Grabung	Entnahme- tiefe [m NN]	Labor-Nr.	Sediment oder Befund	Material	¹⁴ C-/ TL- Alter [BP]	δ ¹³ C	Alter kalibriert [BC cal]
OBG 234	-3,82	KIA 18450	Strandwall	Holzkohle	7250 ± 50	-25,61 ± 0,11	6210-6020
OBG 234	-5,56	KIA 18449	Schill- bzw. Sturm- lage	<i>Cerastoderma</i>	6475 ± 40	-0,81 ± 0,22	5060-4940
OBG 234	-6,57	KIA 18443	Mariner Sand	Holzrest	5195 ± 35	-23,40 ± 0,12	4040-3965
OBG 234	-10,05	KIA 18451	Torf- lage im marinen Sand	Pflanzenreste	6505 ± 45	-26,09 ± 0,12	5520-5370
OBG 234	-12,18	KIA 18446	Mariner Sand	Holzstück	6400 ± 50	-26,47 ± 0,10	5470-5320
OBG 234	-13,14	KIA 18444	Mariner Sand	Holzrest	6325 ± 45	-29,01 ± 0,15	5370-5210
OBG 234	-14,74	KIA 14782	Torf	Pflanzenreste	7468 ± 36	-24,07 ± 0,06	6390-6250
OBG 234	-15,23	KIA 18445	Torf	Holzrest	9605 ± 55	-29,04 ± 0,07	9170-8810
OBG 256	-1,55	KIA 14777	Torf	Holz	3362 ± 26	-29,39 ± 0,13	1730-1610
OBG 256	-2,14	KIA 14778	Limnische Mudde	Holz	4121 ± 30	-30,83 ± 0,13	2860-2600
OBG 256	-2,84	KIA 14779	Mariner Sand	Holz	4508 ± 32	-28,42 ± 0,33	3350-3100
OBG 256	-3,74	KIA 14780	Übergang Ostseeschlick - mariner Sand	Holz	4694 ± 31	-29,30 ± 0,08	3520-3370
OBG 256	-4,68	KIA 18448	Basis Ostseeschlick	<i>Cerastoderma</i>	6450 ± 40	-3,04 ± 0,14	5040-4920
OBG 256	-4,79	KIA 14781	Basis Ostseeschlick	Holz	6339 ± 44	-27,61 ± 0,09	5370-5260
Rosenhof 1981	-12,25	KN 3196	Detritusmudde	pflanzliche Reste	11900 ± 100	?	12130-11710
Rosenhof (alt)	-2,60 bis -2,70	KN 2503	Feuerstelle	Holzkohle	5230 ± 60	?	4220-3960

Kernbez. oder Grabung	Entnahme- teufe [m NN]	Labor-Nr.	Sediment oder Befund	Material	¹⁴ C-/ TL- Alter [BP]	δ ¹³ C	Alter kalibriert [BC cal]
Rosenhof (alt)	-	KN 1962	Muschelschicht	<i>Cerastoderma</i>	2450 ± 50	?	2670 bis 2500
Rosenhof (neu)	-4,36	KIA 20789	Feuerstelle	Holzkohle	6281 ± 30	?	5305-5210
Rosenhof (neu)	-4,12	KIA 20790	Baumstübben	Holz	6248 ± 31	?	5300-5140

Hiermit erkläre ich, dass die vorliegende Dissertation mit dem Titel „Die Grube-Wesseker Niederung (Oldenburger Graben, Ostholstein): Quartärgeologische und geoarchäologische Untersuchungen zur Landschaftsgeschichte vor dem Hintergrund des anhaltenden postglazialen Meeresspiegelanstiegs“ –abgesehen von der Beratung durch meine Betreuer– nach Inhalt und Form meine eigene Arbeit ist. Sie hat an keiner anderen Stelle ganz oder zum Teil im Rahmen eines Prüfungsverfahrens vorgelegen. Auszüge der Arbeit wurden nach § 7, Absatz (5) der Promotionsordnung der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel bereits während des Promotionsverfahrens veröffentlicht.

Kiel, den 20.09.2004

Lebenslauf

Name: Olaf Jakobsen

Anschrift: Bülowstr. 19
24105 Kiel

Geburtsdatum: 28.10.1969

Geburtsort: Neustadt/Holst.

Staatsangeh. deutsch

Eltern: Gerd Jakobsen; Steuerbevollmächtigter
Bärbel Jakobsen, geb. Kroll; Hausfrau

Geschwister: Anja Jakobsen; Industriekauffrau

Schulbildung:

1976-1980 Grundschule Heikendorf

1980-1986 Unter- und Mittelstufe am Heinrich-Heine-Gymnasium Heikendorf

1986/87 Besuch einer amerikanischen High School in Red Bluff/Kalifornien

1987-1990 Oberstufe und Abitur am Heinrich-Heine-Gymnasium Heikendorf

1990/91 Zivildienst als Rettungssanitäter beim ASB Schönberg

Hochschulstudium:

1992-1999 Geologie-Studium und Diplom an der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel mit den Schwerpunkten Meeres- und Küstengeologie, Quartärgeologie und Geophysik

1999-2002 Wissenschaftlicher Angestellter am Geomar Forschungszentrum für marine Geowissenschaften Kiel im Rahmen des Forschungsprojektes „Beginnende Landwirtschaft und ihr Einfluss auf den nacheiszeitlichen Landschaftswandel im Oldenburger Graben vor dem Hintergrund anhaltenden Meeresspiegelanstiegs“

2002-2004 Anfertigung der Dissertation „Die Grube-Wesseker Niederung (Oldenburger Graben, Ostholstein): Quartärgeologische und geoarchäologische Untersuchungen zur Landschaftsgeschichte vor dem Hintergrund des anhaltenden postglazialen Meeresspiegelanstiegs“

2002 Angestellter der Firma GeCon Geophysik GmbH in Kiel

2002 Wissenschaftlicher Angestellter bei der Stiftung Schleswig-Holsteinische Landesmuseen Schloss Gottorf

2002 Wissenschaftlicher Angestellter am Archäologischen Landesamt Schleswig-Holstein

2003 Wissenschaftlicher Angestellter bei der Stiftung Schleswig-Holsteinische Landesmuseen Schloss Gottorf

2004 Manager des Naturerlebnis zentrums Maasholm-Oehe-Schleimünde

